

METEOROLOGISCHE EINFLÜSSE
AUF DAS
AUFTRIEBSGEBIET VOR NORTHWEST-AFRIKA

DOI 10.3289/IFK_BER_33

Freie wissenschaftliche Arbeit
zur Erlangung des Grades
eines Diplommeteorologen
des Fachbereichs Mathematik-Naturwissenschaften
der Christian-Albrechts-Universität
zu Kiel

vorgelegt von: Hans-Werner Sierts
Referent: Priv.-Doz. Dr. P. Speth
Koreferent: Prof. Dr. Fr. Defant

Kiel
1977

ZUSAMMENFASSUNG

Meteorologen und Ozeanographen beschäftigen sich in den letzten Jahren immer intensiver mit dem Phänomen Auftrieb. Der küstennahe Auftrieb, durch den kaltes, nährstoffreiches Wasser an die Meeresoberfläche gelangt, beeinflusst den Fischreichtum und damit die Fischereiwirtschaft. Außerdem hat er starke Auswirkungen auf die Atmosphäre. Nach der Theorie von Ekman ist der küstennahe Auftrieb abhängig vom küstenparallelen Wind.

In dem vorliegenden Bericht wird der Zusammenhang zwischen dem Auftrieb und der atmosphärischen Luftströmung über dem Auftriebsgebiet vor Nordwest-Afrika untersucht. Es wird festgestellt, daß das Auftriebsgebiet einer jahreszeitlichen Wanderung unterworfen ist. Es wandert im Sommer bis 35°N nach Norden und im Winter bis 10°N nach Süden. Im Gebiet zwischen 21° und 25°N ist das ganze Jahr Auftrieb vorhanden. Der Auftrieb wird anschließend mit dem küstenparallelen Wind in Zusammenhang gebracht. Es stellt sich heraus, daß eine starke Abhängigkeit vom Wind vorhanden ist. Im Süden ist der Wind bis zu 80 % mit dem Auftrieb gekoppelt, im Norden bis zu 60 %.

Weiterhin wird untersucht, inwieweit kurzperiodische Windschwankungen während des Auftriebszeitraumes auf die Wassertemperaturen einwirken. Es wird festgestellt, daß auch geringe Windschwankungen die Wassertemperaturen beeinflussen. Eine Windzunahme hat ein Sinken der Wassertemperaturen zur Folge und umgekehrt. Die Zeitverschiebung zwischen einem Windmaximum und einem Wassertemperaturminimum beträgt im Mittel 2,5 Tage.

Als außerordentlich schwierig erwies sich die Untersuchung des Einflusses des Azorenhochs auf den Auftrieb. Es wird mit verschiedenen Methoden versucht, die Lage und die Stärke des Hochs zu erfassen und mit dem Auftrieb in Zusammenhang zu bringen.

SUMMARY

During the last few years meteorologists and oceanographers are more and more engaged in upwelling research. The cause of the importance of coastal upwelling is, that cold deep-water with its nutritive substances comes up to the sea surface and among other things has a great influence on fishery. Moreover it has also strong effects on the atmosphere. According to the theory of Ekman coastal upwelling depends on the wind parallel to the coast.

In this report the coherence between the coastal upwelling off Northwest-Africa and the atmospheric air currents (or more specific the pressure gradient across the coastline) above the upwelling region is investigated. The upwelling area migrates northward to the latitude 35°N in summer and southward to about 10°N in winter. Between 21° and 25°N upwelling occurs all year long from January to December. The upwelling was correlated with the wind parallel to the coast (or the pressure gradient normal to the coast) and the correlation turned out to be rather strong. In the southern portion of the region concerned with upwelling was correlated with the wind with about 80 %, in the northern portion with about 60 % only.

Furthermore the influence of wind fluctuations on the sea surface temperature is investigated. It turns out that even small fluctuations have an influence on the surface temperature. An increase of the wind results in a decrease of the surface temperature. The phase difference between a wind maximum and a minimum in the surface temperature amounts to about 2.5 days.

It was extremely difficult to investigate the influence of displacements of the subtropical high pressure near the Azores on upwelling. Different methods were tried to record the position and the strength of the Azores-High pressure and to correlate it with the upwelling off Northwest-Africa.

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
1. Einleitung	1
2. Auftrieb	2
2.1. Der Auftrieb und seine Auswirkungen	2
2.2. Auftriebsarten	3
2.3. Auftriebsregionen	4
2.4. Die Ekman-Theorie zur Auftriebserzeugung	5
2.4.1. Triftstromtheorie	5
2.4.2. Elementarstromtheorie	7
2.5. Ergebnisse früherer Untersuchungen	10
3. Die atmosphärische und die ozeanische Zirkulation über dem Auftriebsgebiet	13
3.1. Allgemeine Beschreibung der Sommer- und Winterzirkulation der Atmosphäre	13
3.2. Betrachtung der Zonal- und Meridionalzirkulation über dem Auftriebsgebiet	16
3.3. Allgemeine Beschreibung der ozeanischen Zirkulation	21
4. Das Datenmaterial	22
4.1. Gitterwerte der Analysen des DWD	22
4.2. Ozean-Oberflächentemperaturen des Meteorological Office Bracknell	23
5. Untersuchungsmethoden	25
5.1. Allgemeines Vorgehen	25
5.1.1. Der Korrelationskoeffizient	25
5.1.2. Die Aussagekraft eines Korrelationskoeffizienten	27
5.2. Druckdifferenzenzeitreihen	28
5.2.1. Differenzen quer zur Küste	28
5.2.2. Differenzen zur Bestimmung der Lage des Azorenhochs	31
5.2.3. Aufbereitung der Druckdifferenzenzeitreihen	36

5.3. Bestimmung der Lage des Azorenhochs durch Heraussuchen des maximalen Druckwertes	37
5.4. Bestimmung der Lage des Azorenhochs durch eine Fläche 2. Ordnung	38
5.5. Wassertemperaturzeitreihen	43
6. Ergebnisse der Auftriebsuntersuchungen	44
6.1. Bestimmung der Lage von Auftrieb durch Bildung von zonalen Differenzen	44
6.2. Darstellung des langjährigen Mittels der zonalen Differenzen und Betrachtung der Zeitreihen	48
7. Zusammenhänge zwischen zonalen Differenzen (Auftrieb) und Druckdifferenzen (Wind)	54
7.1. Betrachtung der Korrelationskoeffizienten und der korrelierten Zeitreihen	54
7.2. Unterschiede zwischen Sommer und Winter	59
8. Zusammenhänge zwischen den Schwankungen der Wassertemperaturen und der Druckdifferenzen	60
8.1. Betrachtung der Korrelationskoeffizienten und der korrelierten Zeitreihen	61
8.2. Zeitverschiebung zwischen Windmaximum und Wassertemperaturminimum	64
9. Zusammenhänge zwischen der Lage und der Stärke des Azorenhochs sowie dem Auftrieb	66
10. Zusammenfassung und Schlußbemerkung	68
Tabellenverzeichnis	71
Literaturverzeichnis	80

EINLEITUNG

Von fundamentaler Bedeutung für die Zirkulation im Meer sind nicht nur die horizontalen Meeresströmungen, sondern auch die vertikalen Verlagerungen, das Aufsteigen und das Absinken von Wasser. In den letzten Jahren haben sich deshalb immer mehr Wissenschaftler mit diesem Phänomen beschäftigt. Auftrieb findet in weiten Teilen der Meere statt (siehe Kap. 2.3). Er hat eine große Bedeutung für die Verteilung von Nährstoffen im Meer (siehe Kap. 2.2) und seine Auswirkungen auf die Atmosphäre sind beträchtlich. Ziel dieser Arbeit soll es sein, einen unmittelbaren Zusammenhang festzustellen zwischen der atmosphärischen Zirkulation, repräsentiert durch synoptische Parameter wie Luftdruck oder Windstärke und -richtung, sowie der vertikalen ozeanischen Zirkulation, dargestellt durch die Wasseroberflächentemperaturen. Die Untersuchungen erfolgen für das Auftriebsgebiet vor der nordwestafrikanischen Küste zwischen 10° und 35° Nord. Verschiedene frühere Untersuchungen haben sich schon allgemein mit dem Phänomen Auftrieb (9, 10, 11) und auch speziell mit den Auftriebsgebieten vor Süd- und Nordamerika (2, 3, 7, 8) und Südwestafrika (4, 5) beschäftigt. Mit dem Auftriebsgebiet vor Nordwestafrika hat sich vor allem W.S. WOOSTER (1) beschäftigt. Im Kapitel 2.5 werden seine Untersuchungsergebnisse beschrieben. Es soll nun in dieser Arbeit genauer untersucht werden, welchen Einfluß vor NW-Afrika die atmosphärische Zirkulation - für diese ist in erster Linie das Azorenhoch maßgebend (Kap. 3) - auf die Meeresströmungen, insbesondere auf die vertikalen Verlagerungen, hat. Dazu werden fünftägige Mittel der Wasseroberflächentemperaturen und Bodenluftdruckwerte als Maß für die Windstärke (Kap. 4) herangezogen. Auf die statistischen Untersuchungsmethoden wird in Kap. 5 eingegangen. Die Ergebnisse der Untersuchungen werden in Kap. 6 bis 9 dargestellt.

2. AUFTRIEB

2.1. DER AUFTRIEB UND SEINE AUSWIRKUNGEN

Im allgemeinen verlaufen die Meeresströmungen in horizontaler Richtung und haben entweder gar keine oder nur eine sehr kleine vertikale Komponente. Dafür gibt es folgende Gründe:

1. Vergleicht man das Verhältnis Tiefe zu Breite der Ozeane, so stellt man fest, daß dieses Verhältnis etwa 1:1000 beträgt, wenn man für die Tiefe etwa fünf Kilometer und für die Breite etwa 5000 km annimmt. Das Ozeanwasser bildet also eine relativ dünne Schicht.
2. Normalerweise ist das Wasser geschichtet. Da die Temperatur mit der Tiefe abnimmt und daher die Dichte steigt, wird Energie benötigt, um Wasser in vertikaler Richtung aufsteigen zu lassen.

Auf jeden Fall ist die vertikale Komponente der Meeresströmungen im Verhältnis zur horizontalen klein. Vertikalbewegungen sind aber ein fester Bestandteil der ozeanographischen Zirkulation. Der Vorgang, bei dem das Wasser senkrecht nach oben bewegt wird, wo also Tiefenwasser bis an die Oberfläche gelangt, wird Auftrieb (Englisch: upwelling) genannt. Im Gegensatz dazu wird die Abwärtsbewegung von Wasser Absinken (downwelling) genannt. Die Bedeutung des Auftriebs liegt in der Tatsache, daß das tiefere Wasser völlig andere Eigenschaften hat als das Oberflächenwasser. Es herrschen im Ozeanwasser starke vertikale Unterschiede hinsichtlich der Temperatur, der Dichte, des Salzgehaltes sowie der Konzentrationen von Nährstoffen und Gasen, von denen der Sauerstoff eine wichtige Rolle spielt. Unter anderem hat der Auftrieb auch sehr starke meteorologische Auswirkungen. Er bringt sehr kaltes Wasser an die Oberfläche und ist deshalb häufig mit Nebel- oder Dunstbildung in den wassernahen Schichten der Atmosphäre verbunden und beeinflußt auf diese Weise den Wärmeaustausch zwischen Ozean

und Atmosphäre. Nicht umsonst sind die Auftriebswassergebiete wegen ihrer Nebelhäufigkeit vom Seefahrer gefürchtet. Durch das an die Oberfläche gelangende kalte Wasser werden die darüber liegenden Luftschichten von unten her abgekühlt. Die Atmosphäre wird also durch das Auftriebswasser stabilisiert, was auch zu wolkenfreiem Himmel führt. Bei intensivem Auftrieb im Sommer können die Oberflächentemperaturen in Auftriebsgebieten niedriger sein als im Winter. Durch das Auftriebswasser werden viele Nährstoffe (Phosphate, Nitrate) an die Oberfläche gebracht. Das führt zu hoher organischer Produktion und damit zu Fischreichtum. Daher hat Auftrieb beträchtliche Auswirkungen auf die Fischereiwirtschaft und deshalb auf die Ernährung der Menschheit. Aus diesem Grunde wächst auch ständig das Interesse der Wissenschaftler an Auftriebsursachen und Auswirkungen.

2.2. AUFTRIEBSARTEN

R.L. SMITH (9) unterschied im Jahre 1968 zwei Auftriebsarten:

1. Küstennahen Auftrieb (coastal upwelling), bei dessen Erzeugung das Festlandhindernis eine große Bedeutung hat,
2. Auftrieb im offenen Meer (open ocean upwelling - midocean upwelling), dessen Intensität mit etwa 10^{-4} cm/sec Vertikalgeschwindigkeit wesentlich geringer ist als beim küstennahen Auftrieb, wo allgemein 10^{-3} cm/sec als normal angesehen werden (HIDAKA, (10)). Der Auftrieb im offenen Meer nimmt allerdings einen weitaus größeren Raum ein als der küstennahe Auftrieb, welcher nur auf einen etwa 50 km breiten Küstenstreifen beschränkt ist. Er kommt immer dann vor, wenn es zu Wassermassendivergenzen an der Oberfläche kommt. Dies geschieht zum Beispiel in zyklonalen Wirbeln auf der Nordhalbkugel, wo der Wassermassentransport nach rechts von der Winrichtung (siehe Kap. 2.4.1), also nach außen vom Zentrum weg, erfolgt.

Zusätzlich zu diesen beiden Auftriebsarten unterscheidet HIDAKA (10) noch eine dritte Auftriebsart, weil sie besonders wichtig ist, nämlich

3. den äquatorialen Auftrieb (equatorial upwelling).

Der Auftrieb entlang des Äquators ist charakterisiert durch seine hohen Vertikalgeschwindigkeiten, die manchmal 10 bis 100 mal so groß sein können als beim Auftrieb im offenen Meer (mid-ocean upwelling). Er kommt durch das folgende vereinfachte Prinzip zustande. Auf der Nordhalbkugel erfolgt der Wassermassentransport im NO-Passat nach Nordwesten (Kap. 2.4.1), auf der Südhalbkugel dagegen im SO-Passat nach Südwesten, so daß entlang des Äquators eine Divergenzgebiet entsteht. Aus Kontinuitätsgründen steigt Wasser aus der Tiefe an die Oberfläche.

2.3. AUFTRIEBSREGIONEN

Beim Auftrieb im offenen Meer, beim äquatorialen Auftrieb sowie beim küstennahen Auftrieb lassen schon die Bezeichnungen erkennen, wo sich diese Auftriebsgebiete befinden. Im offenen Meer kann überall dort Auftrieb stattfinden, wo der Wind an der Meeresoberfläche divergierende Strömungen erzeugt. Ein Spezialfall dieser Auftriebsart ist der äquatoriale Auftrieb. Auch dort werden durch den Wind und durch die Änderung der Richtung der Corioliskraft, je nachdem in welcher Hemisphäre man sich befindet, divergierende Strömungen erzeugt. Der resultierende Auftrieb ist, wie oben schon erwähnt, wesentlich kräftiger als im offenen Ozean. Die wohl wichtigste Auftriebsart, der küstennahe Auftrieb, kommt praktisch an allen Osträndern der Ozeane beziehungsweise an den Westrändern der Kontinente vor. Es gibt Auftriebsgebiete vor Südamerika (Peru), Nordamerika (Kalifornien), Südafrika, Nordafrika, im indischen Ozean vor der südostarabischen Küste und vor Somalia sowie rund um den antarktischen Kontinent. Sie müssen im Zusammenhang gesehen werden mit der atmosphärischen und der ozeanischen Zirkulation. Nach LaFOND (11)

entwickelt sich Auftrieb auch

1. im Lee von Inseln,
 2. im Lee von größeren Vorgebirgen, die eine Meeresströmung hervorrufen,
 3. über Untiefen oder unterseeischen Gebirgen,
 4. in zyklonalen Wirbeln auf der Nordhalbkugel,
 5. an Wassermassengrenzen und
 6. in thermischen Domen oder Rücken im offenen Meer.
- Auftrieb kann also auf die unterschiedlichste Weise erzeugt werden. Er ist aber in erster Linie abhängig von der atmosphärischen und der ozeanischen Zirkulation.

2.4. DIE EKMAN-THEORIE ZUR AUFTRIEBSERZEUGUNG

2.4.1. *Triftstromtheorie*

Schon 1905 hat Ekman die Einwirkung des Windes auf die Wassermassen theoretisch berechnet. Er sah von inneren Druckkräften ab und betrachtete ein homogenes, unendlich ausge dehntes Meer und nahm als äußere Kraft eine zeitlich und örtlich konstante Schubspannung an. Er erhielt aus den Bewegungsgleichungen für horizontale Bewegungen bei Berücksichtigung der ablenkenden Corioliskraft und der Reibungskraft des Windes folgende Differentialgleichungen:

$$\frac{A}{\rho} \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + 2\omega \sin \phi \cdot v = 0 \quad (1)$$

$$\frac{A}{\rho} \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} - 2\omega \sin \phi \cdot u = 0 \quad (2)$$

A bezeichnet den als konstant angenommenen vertikalen Austauschkoefizienten, ρ die Dichte des Wassers, ϕ die geogr. Breite und ω die Winkelgeschwindigkeit der Erde. Im Koordinatensystem zeigt x in u-Richtung, y in v-Richtung und z ist nach unten positiv.

Die Lösung dieser Gleichungen gibt die vertikale Stromverteilung im reinen Triftstrom an. Dazu wird die Annahme gemacht, daß der Wind in x-Richtung weht. Die Windschubspannung τ hat keine Komponente in y-Richtung ($\tau_y = 0$).

Lösung der Gleichungen (1) und (2):

$$u = v_0 e^{-\frac{\pi \cdot z}{D}} \cos \left(45^\circ - \frac{\pi}{D} z \right) \quad (3)$$

$$v = v_0 e^{-\frac{\pi \cdot z}{D}} \sin \left(45^\circ - \frac{\pi}{D} z \right) \quad (4)$$

D bezeichnet die Reibungstiefe und v_0 die Geschwindigkeit der erzwungenen Strömung an der Meeresoberfläche.

$$D = \pi \cdot \sqrt{\frac{A}{\rho \cdot \omega \cdot \sin \phi}} \quad (5)$$

$$v_0 = \frac{\pi \cdot \tau_x}{D \cdot \rho \cdot \omega \cdot \sin \phi \sqrt{2}} \quad (6)$$

Die Windschubspannung wird als zeitlich und örtlich konstant angenommen. Die zur Oberflächengeschwindigkeit v_0 gehörige Stromrichtung liegt 45° cum sole zur Richtung, wohin der Wind weht. Stellt man in einem räumlichen Modell die Resultierenden der Komponenten u und v in Abhängigkeit von der Tiefe z dar, wie es Abbildung 1 zeigt, dann bilden die Vektoren des Triftstromes eine nach unten sich verjüngende Wendeltreppe, indem sie mit zunehmender Tiefe auf der Nordhemisphäre nach rechts drehen. Ihre Projektion auf eine xy-Ebene stellt eine logarithmische Spirale dar. In der Tiefe D, die man nach Ekman als Reibungstiefe des Triftstromes bezeichnet, ist der Stromvektor um 180° gegenüber dem an der Oberfläche gedreht. Die Geschwindigkeit beträgt dort nur noch $e^{-\pi} = 1/23$ des Oberflächenwertes v_0 . Den Wassermassentransport des reinen Triftstromes bis zur Reibungstiefe D erhält man, wenn man die Gleichungen (3) und (4) integriert.

$$M_x = \frac{\tau_y}{\rho \cdot 2\omega \sin \phi} = 0 \quad (7)$$

$$M_y = \frac{\tau_x}{\rho \cdot 2\omega \sin \phi} \quad (8)$$

Der Massentransport ist also linear abhängig von der Schubspannung τ_x , aber unabhängig von der Reibungstiefe D und erfolgt senkrecht cum sole zur Windrichtung (auf der Nordhalbkugel). Solange die Wassertiefe wesentlich größer ist als die Reibungstiefe D , die allgemein etwa 100 m beträgt, stimmen Theorie und Wirklichkeit überein. Verringert sich aber die Wassertiefe, dann nimmt der Ablenkungswinkel α zwischen Wind und Oberflächenstrom kleinere Werte als 45° an. Diese Theorie trifft also nicht auf den küstennahen Bereich zu, sondern hauptsächlich auf die größeren Wassertiefen im offenen Meer bei Abwesenheit von Bodenreibung.

2.4.2. Elementarstromtheorie

Unter dem Reibungseinfluß des Windes stellt sich also, wie in Kap. 2.4.1 gezeigt wurde, ein charakteristischer Stromaufbau ein. Einen ähnlichen Stromaufbau kann man bei Anwesenheit von Bodenreibung in Bodennähe erwarten. Unter Berücksichtigung dieser äußeren Kraft hat wiederum Ekman für homogenes Wasser bei stationärer Bewegung und konstantem vertikalen Austausch A die Lösung der Bewegungsgleichungen gegeben.

Durch eine einfache Überlegung läßt sich die vertikale Strömungsverteilung im Bodenstrom aus dem Aufbau des reinen Triftstromes ableiten. Man denke sich zunächst nur eine reibungslose homogene Strömung, kurz Tiefenstrom genannt, die bis zum Boden mit der Geschwindigkeit v reicht. Denkt man sich den Tiefenstrom in Ruhe, so hat der Boden relativ dazu die Geschwindigkeit $-v$. Tritt jetzt Reibung hinzu, dann wird sich ein Bodenstrom entwickeln, der einem reinen Triftstrom entspricht, nur daß oben und unten ver-

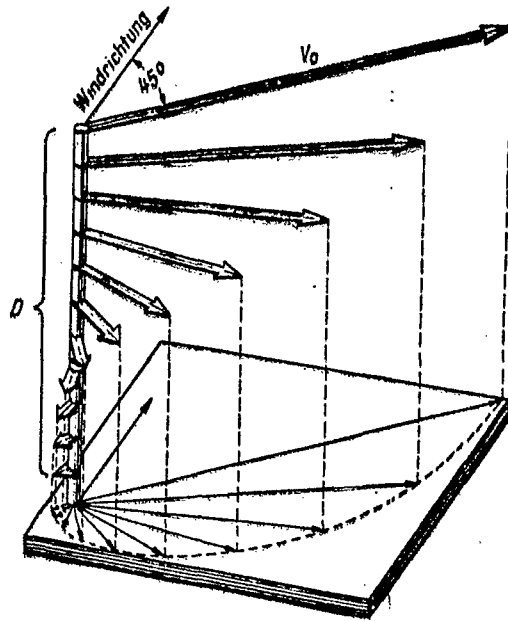


Abb. 1 Vertikale Stromverteilung im reinen Triftstrom auf der Nordhemisphäre (nach EKMAN, 1905).
Entnommen aus; Dietrich, Allg. Meereskunde (18), S. 280

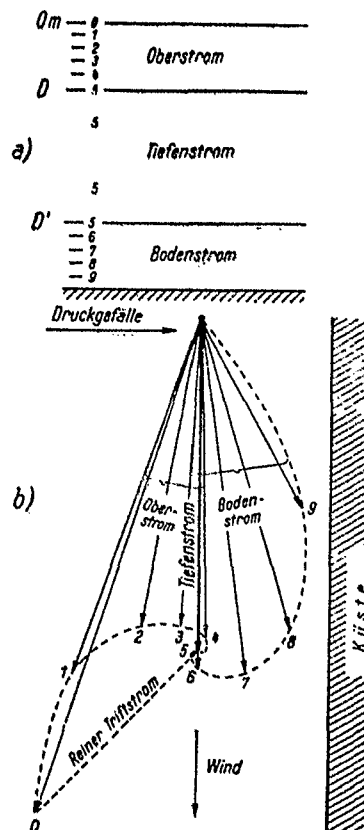


Abb. 2 Ekman's Elementarstrom
Entnommen aus: Dietrich, Allg. Meereskunde (18), S. 283

tauscht wäre. Denkt man sich jetzt den Boden wieder in Ruhe, so herrscht am Boden die Oberflächengeschwindigkeit des Triftstromes und in der unteren Reibungstiefe D' geht der Bodenstrom in den homogenen Tiefenstrom über (Abb. 2). Im allgemeinen wird die winderzeugte Strömung im homogenen Meer aus drei Stockwerken bestehen, die in der Abb. 3a angedeutet sind:

1. Ein Tiefenstrom, der durch das Druckgefälle bestimmt ist.
2. Ein Oberstrom, der sich mit dem Tiefenstrom bis zur oberen Reibungstiefe D überlagert und der die Summe aus Tiefen- und reinem Triftstrom darstellt.
3. Ein Bodenstrom unterhalb der unteren Reibungstiefe D' , der den Einfluß der Bodenreibung auf den Tiefenstrom enthält.

Natürlich sind in der Abbildung 2 die Vorgänge stark idealisiert wiedergegeben. Man hat nirgendwo in der Natur einen so geraden Küstenverlauf oder beständig über längere Zeit genau küstenparallel wehende Winde.

Nach Ekman wird diese Stromschichtung als Elementarstrom bezeichnet. Die Abb. 2 gilt gleichzeitig für den vertikalen Stromaufbau bei küstenparallelem Wind. Im Oberstrom wird das leichte Oberflächenwasser von der Küste weg ins offene Meer geführt. Da der Bodenstrom kaltes schweres Wasser der tieferen Schichten transportiert, sammelt sich dieses Wasser in Küstennähe. Aus Kontinuitätsgründen steigt dann schweres Wasser aus tieferen Schichten an die Oberfläche (Abb. 3). Man muß überall dort, wo über längere Zeit küstenparallele Winde vorherrschen, mit besonders starkem Auftrieb rechnen. Das ist der Fall vor der Pazifikküste von Nord- und Südamerika, an der Atlantikküste von Südwestafrika, am Indischen Ozean vor Somalia und an der gesamten Küste von Portugal über Marokko bis nach Guinea südlich 10° nördlicher Breite.

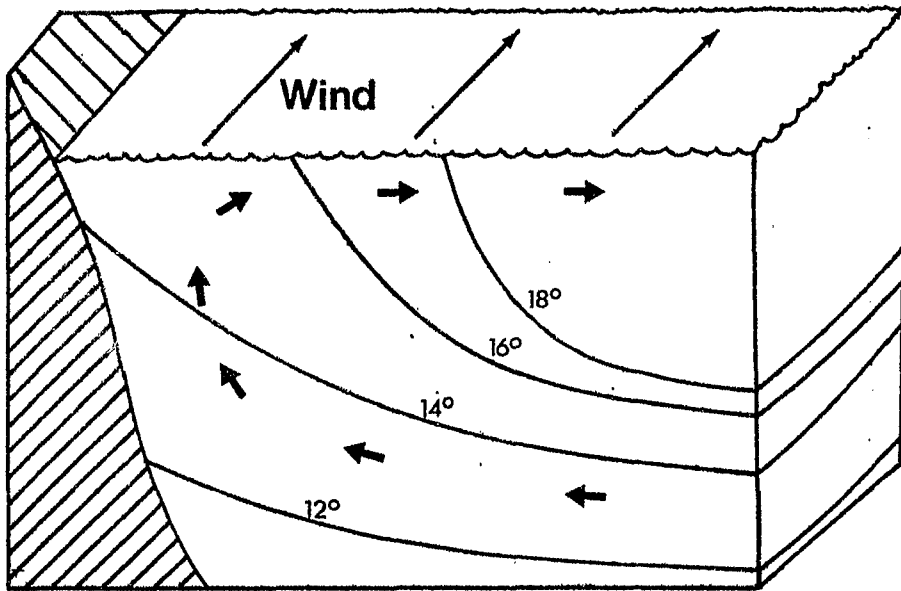


Abb. 3 Schematische Darstellung des Küstenauftriebes

2.5. ERGEBNISSE FRÜHERER UNTERSUCHUNGEN

Für das Auftriebsgebiet vor Südwestafrika hat I.I. SCHELL (4,5) einen unmittelbaren Zusammenhang zwischen der Windstärke und der Auftriebsstärke für Monatsmittelwerte festgestellt. Er geht in seinen Untersuchungen immer nach folgender Methode vor. Als Maß für die Windstärke parallel zur Küste wählt er den aus einer Druckdifferenz Δp quer zur Küste resultierenden geostrophischen Wind. Er stellt fest, daß mit einem hohen Δp ($\hat{=}$ hohe Windstärke) eine niedrige Wassertemperatur ($\hat{=}$ starker Auftrieb) einhergeht. Ein unmittelbarer Zusammenhang zwischen der atmosphärischen und der ozeanischen Zirkulation ist somit festgestellt worden.

Mit dem Auftriebsgebiet vor Nordwestafrika hat sich W.S. WOOSTER beschäftigt (1). Er hat den gesamten Küstenbereich in 1° -Quadrate eingeteilt. In jedem dieser Quadrate bildet er Monatsmittel der Wasseroberflächentemperaturen und stellt sie graphisch dar. Außerdem bildet er zonale

Temperaturdifferenzen, indem er die Wassertemperatur an der Küste von der im mittleren Ozean abzieht. Diese Methode benutzt er dazu, den Auftrieb als solchen zu erkennen. Für große zonale Temperaturdifferenzen, indem er die Wassertemperatur an der Küste von der im mittleren Ozean abzieht. Diese Methode benutzt er dazu, den Auftrieb als solchen zu erkennen. Für große zonale Temperaturdifferenzen nimmt Wooster Auftriebsvorgänge als Ursache an. Die zonalen Temperaturdifferenzen stellt er ebenfalls graphisch dar. Die Windstärke geht bei Wooster ein in die Berechnung des Ekman-Transportes ($E = \tau / f$ mit f als Coriolisparameter und τ als Windschubspannung), der auch graphisch dargestellt wird. Die einzelnen graphischen Darstellungen zeigen gewisse Ähnlichkeiten, die auf einen Zusammenhang zwischen Windstärke und Wasseroberflächen-temperatur schließen lassen.

Zusammengefaßt ergibt sich folgendes Bild, das in Abb. 4 dargestellt ist:

1. In Abhängigkeit von der Jahreszeit verschiebt sich die tropische Front (= starker Temperaturdifferenzengradient) zwischen 10°N und 20°N . Nördlich dieser Front sind die Wasseroberflächentemperaturen nahe der Küste überall kälter als im zentralen Atlantik mit einer Maximaldifferenz von über $6,5^{\circ}\text{C}$. Südlich der Front sind die Temperaturen bis etwa 1°C höher als im mittleren Atlantik.
2. Eine Zone mit Temperaturdifferenzen von über $3,5^{\circ}\text{C}$ verlagert sich jahreszeitlich. Sie liegt im Frühjahr zwischen 10°N und 25°N und im Sommer zwischen 21°N und 32°N . Zwischen 20 und 25°N findet man das ganze Jahr hindurch starke Temperaturdefizite an der Küste mit Maximalwerten im Mai bis Juni.
3. Im Sommer befindet sich ein Gebiet mit kaltem Wasser (Auftriebsgebiet) vor Portugal in etwa 37 bis 43° nördlicher Breite.

Es werden in dieser Arbeit sowohl die Methode der Druckdifferenzen als Maß für die Windstärke, als auch die Methode der zonalen Temperaturdifferenzen zur Erkennung von Auftrieb verwendet.

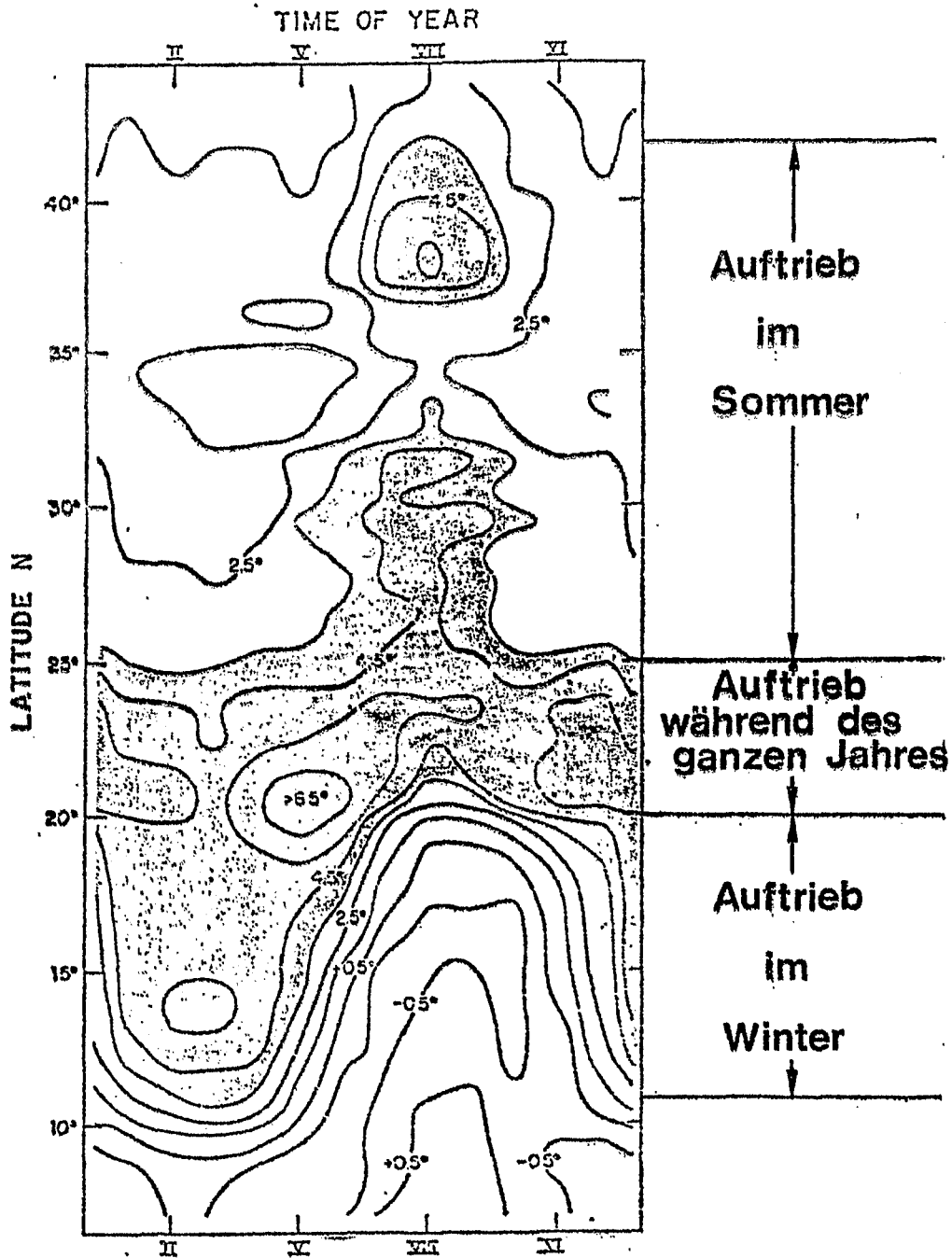


Abb. 4 Temperaturdifferenzen zwischen dem küstennahen Auftriebswasser und dem zentralen Atlantik. Temperaturabweichungen von weniger als $-3,5^{\circ}\text{C}$ sind schraffiert.

Entnommen aus W.S. WOOSTER et.al. (1975) - Fig. 4

3. DIE ATMOSPHERISCHE UND DIE OZEANISCHE ZIRKULATION ÜBER DEM AUFTRIEBSGEBIET

3.1. ALLGEMEINE BESCHREIBUNG DER SOMMER- UND DER WINTER- ZIRKULATION DER ATMOSPHERE

Bestimmend für die allgemeine Horizontalwindströmung im Küstenbereich vor Nordwestafrika ist über das ganze Jahr hindurch das Azorenhoch im Zusammenhang mit dem je nach Jahreszeit mehr oder weniger ausgeprägten Hitzetief über dem afrikanischen Kontinent. Es wehen vorwiegend nördliche (küstenparallele) bis nordöstliche (ablandige) Winde. Im Juli, dem Monat, in dem man nach WOOSTER (1) den stärksten Auftrieb erwarten kann, stellt sich die mittlere Luftdruckverteilung folgendermaßen dar (Abb. 5 - die Abb. 5 und 6 wurden dem Atlas von CRUTCHER (15) entnommen). Das Azorenhoch liegt mit seinem Kern von 1026 mb zwischen 30°N und 40°N , sowie 30°W und 40°W . Das Hitzetief über dem Kontinent liegt bei etwa 25°N und 5°Ost mit einem Kerndruck von 1004 mb. Die mittlere Druckdifferenz von 22 mb verursacht die küstenparallele Windströmung. Das Azorenhoch ist ein Teil des in etwa 30° nördlicher Breite liegenden antizyklonischen Hochdruckgürtels, welcher sich im Sommer nach Norden, im Winter dagegen nach Süden verlagert. Polwärts dieses Hochdruckgürtels überwiegen westliche Winde, charakteristisch für mittlere Breiten. Äquatorwärts der Antizyklonen erscheinen auf der Nordhalbkugel die Nordost-Passatwinde, auf der Südhalbkugel die Südost-Passatwinde. Der allgemeine Fluß über den Äquator ist von Süden nach Norden gerichtet, das Gebiet mit besonders starker Konvergenz, die intertropische Konvergenzzone (ITCZ) liegt auf der Nordhalbkugel in etwa 9° Breite. Das ganze System verlagert sich im Winter nach Süden, so daß im Winter der allgemeine Fluß über den Äquator im Mittel von Norden nach Süden geht. Die ITCZ liegt zumindest über dem Atlantik in Äquatornähe. Das Azorenhoch liegt im Januar im klimatologischen Mittel bei etwa 15° bis 25°West und 30° bis 35°Nord (Abb. 6). Ein schwach ausgeprägtes Tiefdruckgebiet liegt über

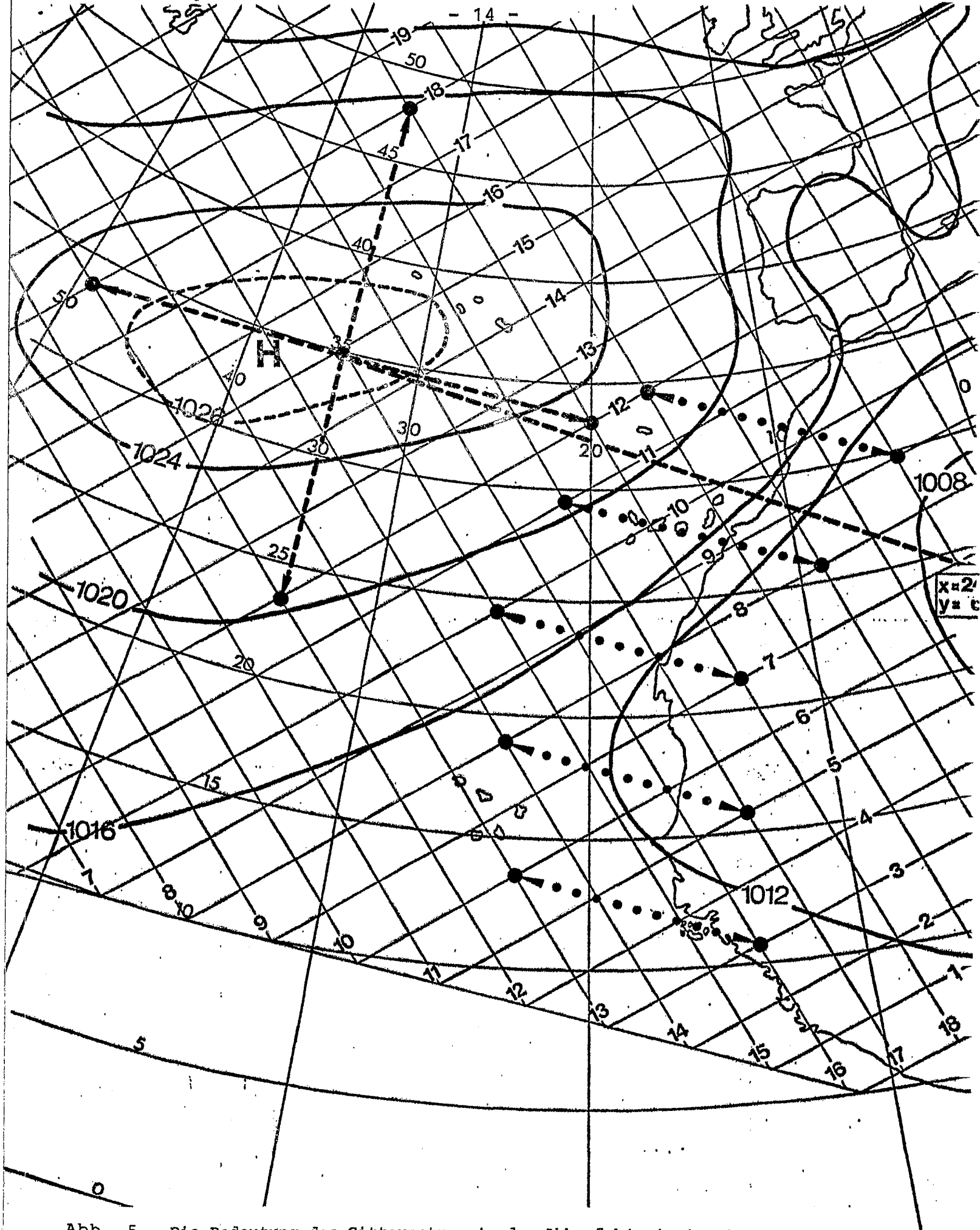


Abb. 5 Die Bedeutung des Gitternetzes in den Abb. 5 bis 10 ist in Abb. 11 auf S. 24 ersichtlich.

Mittlerer Bodenluftdruck für den JULI; entnommen aus H.L. CRUTCHER and J.M. MESERVE: Selected level heights, temperatures and dew points for the Northern Hemisphere, Naval Weather service Command, 1970

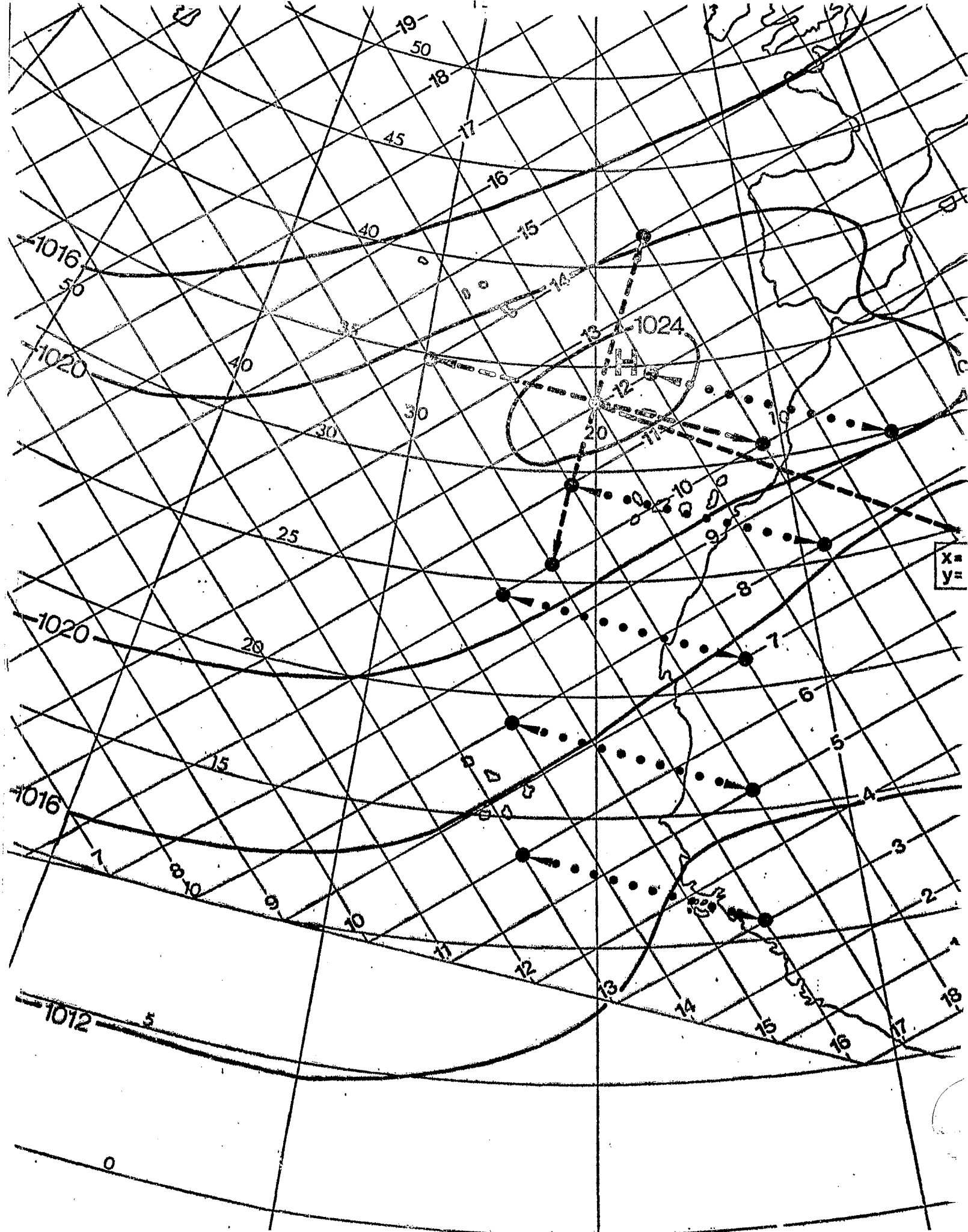


Abb. 6
 Mittlerer Bodenluftdruck für den JANUAR; entnommen aus H.L. CRUTCHER
 and J.M. MESERVE: Selected level heights, temperatures and dew points
 for the Northern Hemisphere, Naval Weather service Command, 1970

Italien, ein kräftigeres Tief über Ostafrika. Über Nordwestafrika hat man eine nordöstliche Windströmung mit ablandigen Winden. Der Auftrieb ist in den Wintermonaten deshalb weniger stark ausgeprägt. Nach der Theorie hat man bei küstenparallelem Wind (im Juli) den stärksten Auftrieb zu erwarten.

Es wird in dieser Arbeit der Einfluß der atmosphärischen Zirkulation auf den Auftrieb untersucht.

3.2. BETRACHTUNG DER ZONAL- UND MERIDIONALZIRKULATION ÜBER DEM AUFTRIEBSGEBIET

Da die Windrichtung mitentscheidend für die Auftriebserzeugung ist, werden die mittleren Windverhältnisse über dem Küstengebiet näher betrachtet.

a) Zonale und meridionale Geschwindigkeitskomponente im Winter (Abb. 7 und 8)

Die Abbildungen zeigen, daß im Winter zwischen 13° und 18° Nord sehr starke nördliche Winde vorherrschen (die nördliche Komponente beträgt über 5 m/sec). Da zwischen 10° und 25° Nord sowohl die nördliche als auch die östliche Komponente über 2,5 m/sec betragen, muß in diesem Bereich den ganzen Winter über mit Auftrieb gerechnet werden. Nördlich von 25° N nehmen die Nord- und Ostkomponente ab und nördlich 30° N herrschen nordwestliche (auflandige) Winde. In diesem Bereich ist im Winter nicht mit Auftrieb zu rechnen.

b) Zonale und meridionale Geschwindigkeitskomponente im Sommer (Abb. 9 und 10)

Zwischen 20° und 40° Nord zeigt sich eine sehr starke nördliche Geschwindigkeitskomponente mit über 5 m/sec. Die Ostkomponente liegt in diesem Bereich unter 2,5 m/sec. Es wehen also starke küstenparallele Winde, die im Sommer

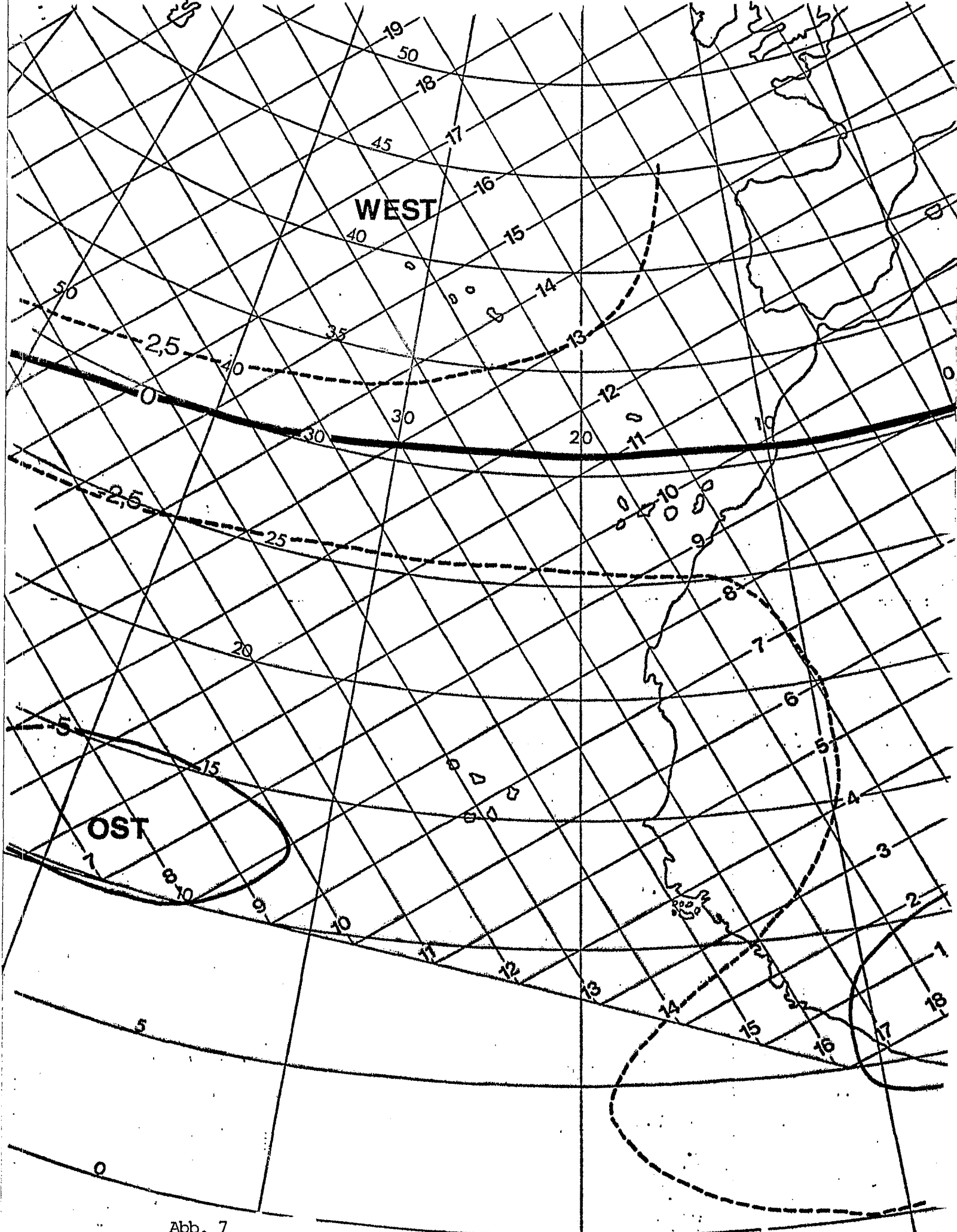


Abb. 7

Bodennahe zonale Geschwindigkeitskomponente für DEZEMBER-FEBRUAR.
 Entnommen aus: R.E. NEWELL, J.W. KIDSON, D.G. VINCENT and G.J. BOER,
 The general circulation of the tropical atmosphere, vol. 1.,
 MIT Press, 1972, 258 pp.

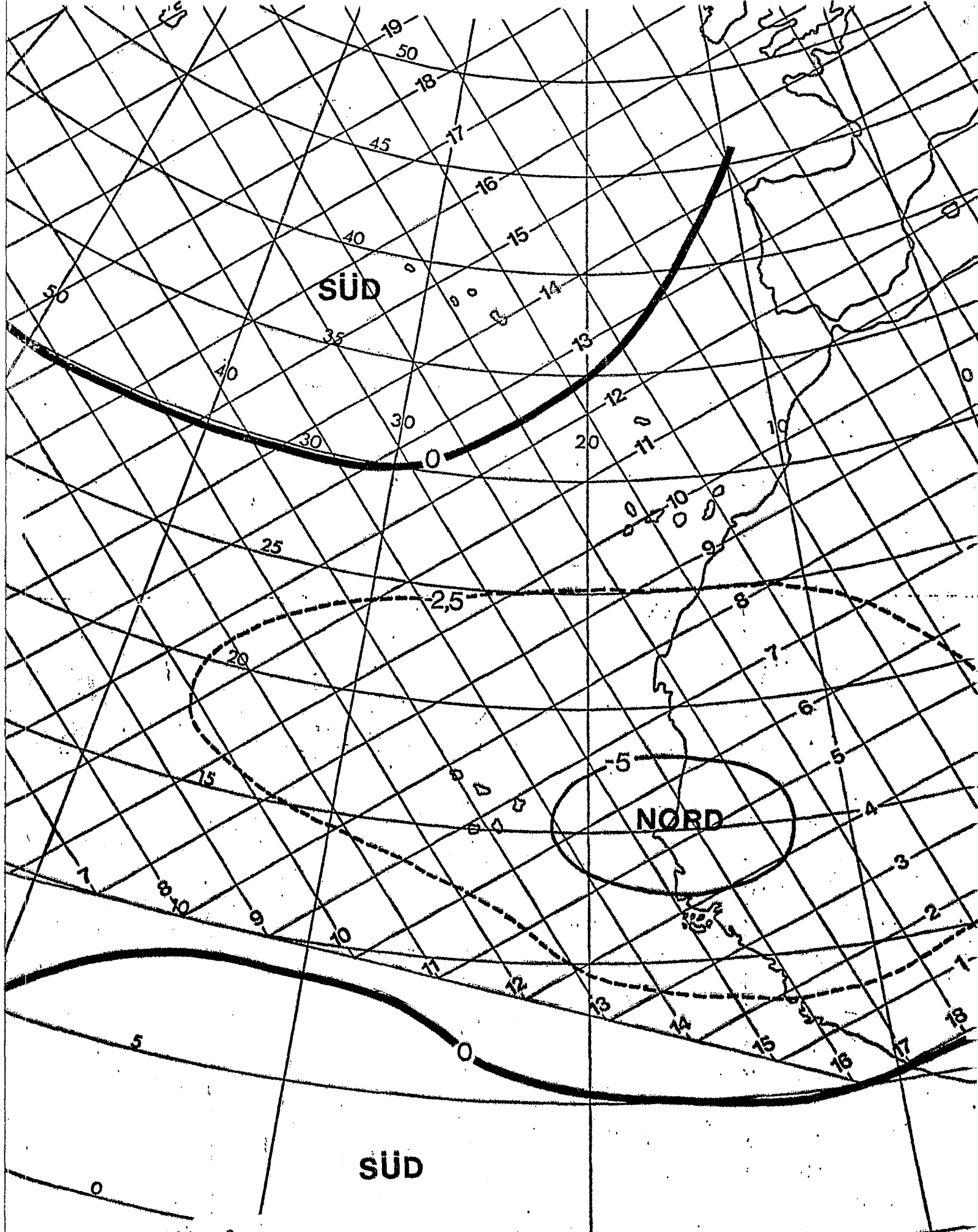


Abb. 8

Bodennahe meridionale Geschwindigkeitskomponente für DEZEMBER-FEBRUAR.
 Entnommen aus: R.E. NEWELL, J.W. KIDSON, D.G. VINCENT and G.J. BOER,
 The general circulation of the tropical atmosphere, vol. 1.,
 MIT Press, 1972, 258 pp.

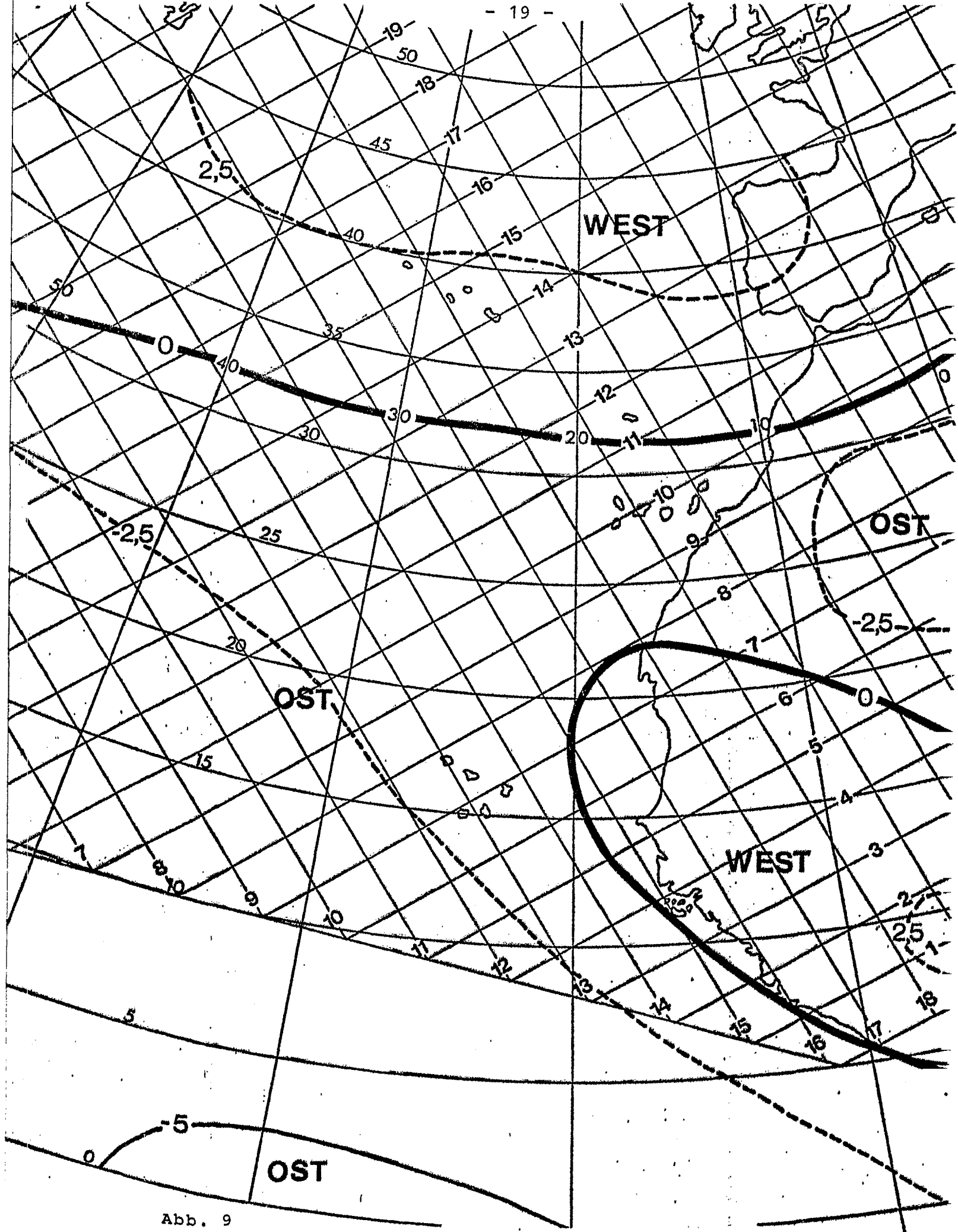


Abb. 9

Bodennahe zonale Geschwindigkeitskomponente in m sec^{-1} für JUNI-AUGUST.
 Entnommen aus: R.E. NEWELL, J.W. KIDSON, D.G. VINCENT and G.J. BOER,
 The general circulation of the tropical atmosphere, vol. 1.,
 MIT Press, 1972, 258 pp.

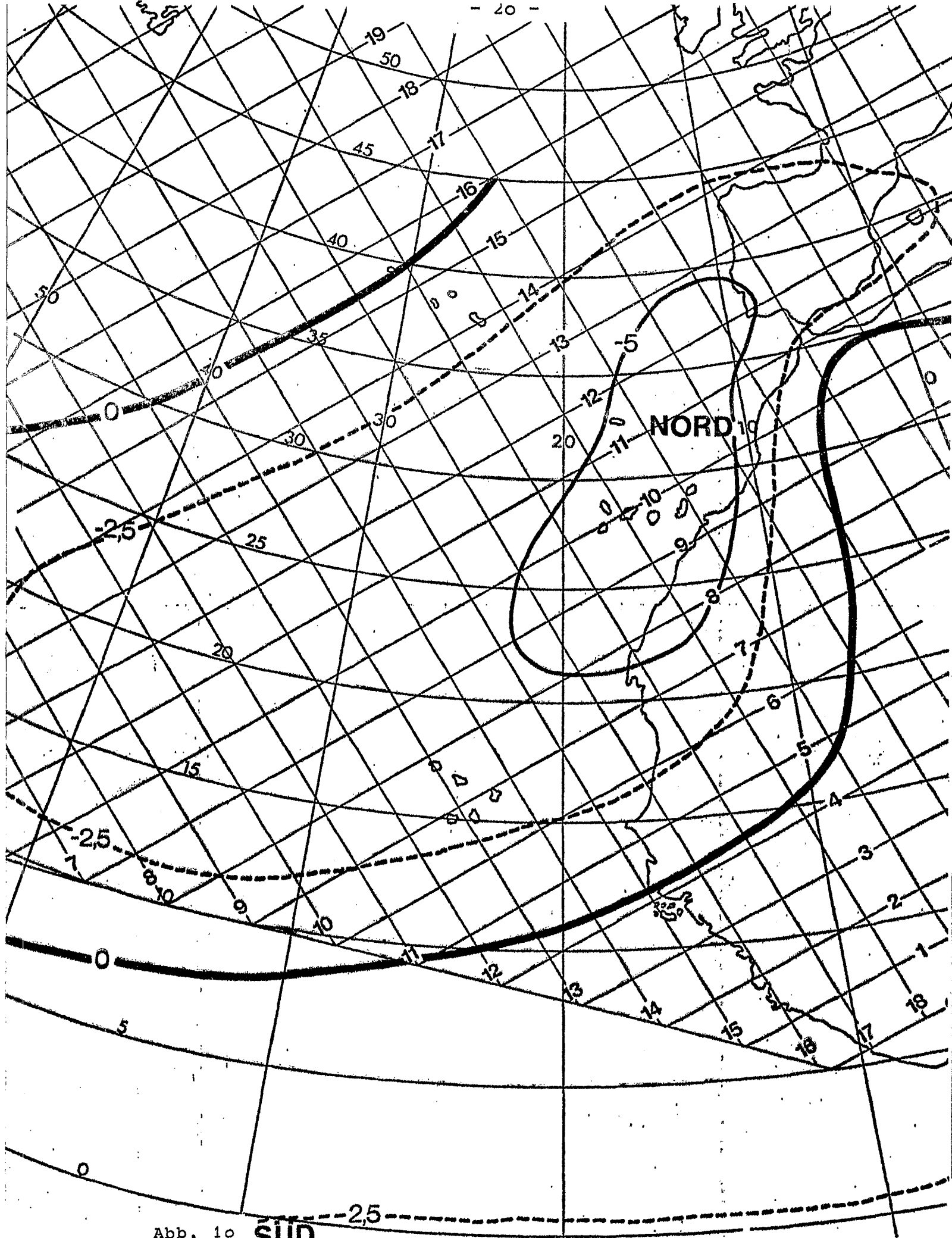


Abb. 10 **SUD**

Bodennahe meridionale Geschwindigkeitskomponente für JUNI-AUGUST.
 Entnommen aus: R.E. NEWELL, J.W. KIDSON, D.G. VINCENT and G.J. BOER,
 The general circulation of the tropical atmosphere, vol. 1.,

für Auftrieb sorgen. Südlich von 20° Nord überlagert sich der abnehmenden nördlichen Windkomponente eine westliche Komponente, die in diesem Gebiet im Sommer wohl einen Auftrieb verhindert.

Die Verlagerung der nördlichen Windkomponente in den Abb. 8 und 10 entspricht der in Abb. 4 dargestellten Auftriebsverlagerung, die von Wooster bestimmt wurde.

3.3. ALLGEMEINE BESCHREIBUNG DER OZEANISCHEN ZIRKULATION

Die Meeresströmungen, welche hauptsächlich durch die atmosphärische Zirkulation (Passate und andere beständig wehende Winde) angetrieben werden, stellen selbstverständlich die Grundvoraussetzungen für die Erscheinung von Auftrieb dar. Für den Nordatlantik bis 50° Nord gilt folgendes Bild. Der Portugalstrom, welcher von dem Nordatlantikstrom abzweigt, fließt als Küstenstrom an der portugiesischen Küste nach Süden. Der Nordatlantikstrom wiederum entspringt dem Golfstrom. Südlich von Gibraltar entspringt, verursacht durch ganzjährige nördliche bis nordöstliche Winde, der Kanarenstrom. Dieser fließt an der nordwestafrikanischen Küste entlang als Küstenstrom nach Süden und zweigt sich dann auf. Ein Teil geht über in den Nordäquatorialstrom und fließt nach Westen, der andere Teil geht über in den Guinea-Strom und fließt weiterhin an der westafrikanischen Küste entlang. In allen küstennahen Auftriebsgebieten findet man küstenparallele, auf der Nordhalbkugel nach Süden, auf der Südhalbkugel nach Norden gerichtete Meeresströmungen. Vor Nordamerika fließt der Kalifornienstrom nach Süden, vor Südamerika der Humboldt-Strom nach Norden. Vor Australien ist es der Westaustralstrom, vor Somalia der Somalia-Strom, der den Auftrieb ermöglicht. Vor Südwestafrika fließt der Benguela-Strom als küstenparalleler Strom nach Norden. Er geht in den Südäquatorialstrom über.

In allen Auftriebsgebieten gibt es also küstenparallele Meeresströme.

4. DAS DATENMATERIAL

4.1. GITTERWERTE DES DEUTSCHEN WETTERDIENSTES

Die Gitterwerte der Analysen des Bodenluftdruckes, der Luftdrucktendenz und der Lufttemperatur wurden vom Deutschen Wetterdienst (DWD) übernommen. In Abb. 11 ist ein Ausschnitt des Gitternetzes über Nordwestafrika zu sehen. Das ganze Gitternetz umfaßt 54 Zeilen und 54 Spalten und bedeckt die gesamte Nordhalbkugel der Erde. Für jeden einzelnen Gitterpunkt liegen die genannten meteorologischen Parameter um 00 Uhr GMT und um 12 Uhr GMT täglich vor. Bei den meteorologischen Werten an den Gitterpunkten handelt es sich um auf die Gitterpunkte mit Hilfe der Korrektionsmethode interpolierten Beobachtungen von Schiffs- und Landstationen. Es sind also Werte, die mit einer gewissen Ungenauigkeit behaftet sind. Man muß aber feststellen, daß diese Werte insgesamt gesehen recht genau sind. Im folgenden Text werden die Gitterpunkte jeweils bezeichnet als GW [x,y]. GW [16,18] wäre demnach zum Beispiel der Schnittpunkt der 16. Spalte mit der 18. Zeile (siehe Abb. 11). Der Abstand der Gitterpunkte voneinander auf der Erdoberfläche nimmt mit der geographischen Breite zu. Der Maßstabsfaktor bestimmt diesen Abstand, der sich nach folgender Formel berechnet:

$$\text{Abstand} = \zeta \times \cos^2 \left(\frac{90-\phi}{2} \right) \text{ km}$$

ζ : = 410,6 km (= Gitterabstand am Pol)

ϕ : = geogr. Breite.

Er beträgt in 10°N etwa 240 km, in 35°N etwa 320 km. Es liegen lückenlose Datenreihen seit dem Jahre 1967 auf Magnetbändern vor. Verwendet wurde der Zeitraum von 1968 bis Oktober 1976.

4.2 OZEAN-OBERFLÄCHENTEMPERATUREN

Vom Meteorological Office in Bracknell (England) konnten Wasseroberflächentemperaturen vom gesamten Nordatlantik übernommen werden. Es handelt sich um Schiffsbeobachtungen, die in Bracknell gesammelt werden. Die Wassertemperaturen sind geordnet in Gebiete mit einer Seitenlänge von 1 geogr. Grad (ca. 100 km) und liegen als fünftägige Mittelwerte vor.

Von der 17. Pentade des Jahres 1968 (22.3.68) an bis zur 18. Pentade des Jahres 1974 (31.3.74) liegen die Beobachtungen von 15°N bis 75°N sowie 0° bis 30° West vor. Beginnend mit der 19. Pentade 1974 (1.4.74) bis zur 73. Pentade 1976 (31.12.76) liegen die Beobachtungen vom Äquator bis 75°N vor. Es sind zwei größere Lücken vorhanden. Die ersten 11 Pentaden des Jahres 1970 (1.1.70 bis 24.2.70) und die 25. bis 42. Pentade von 1972 (Mai, Juni, Juli) fehlen. Zusätzlich fehlen die 6. Pentade von 1972 und 1973. Diese wurden durch das zeitliche Mittel zwischen 5. und 7. Pentade ersetzt. Die fehlenden Zeiträume in den Jahren 1970 und 1972 konnten für die Untersuchungen nicht berücksichtigt werden. Man kann die Schiffsbeobachtungen als ziemlich gute Werte ansehen. Da die Beobachtungen über fünf Tage gemittelt wurden, werden zudem eventuelle Abweichungen herausgemittelt.

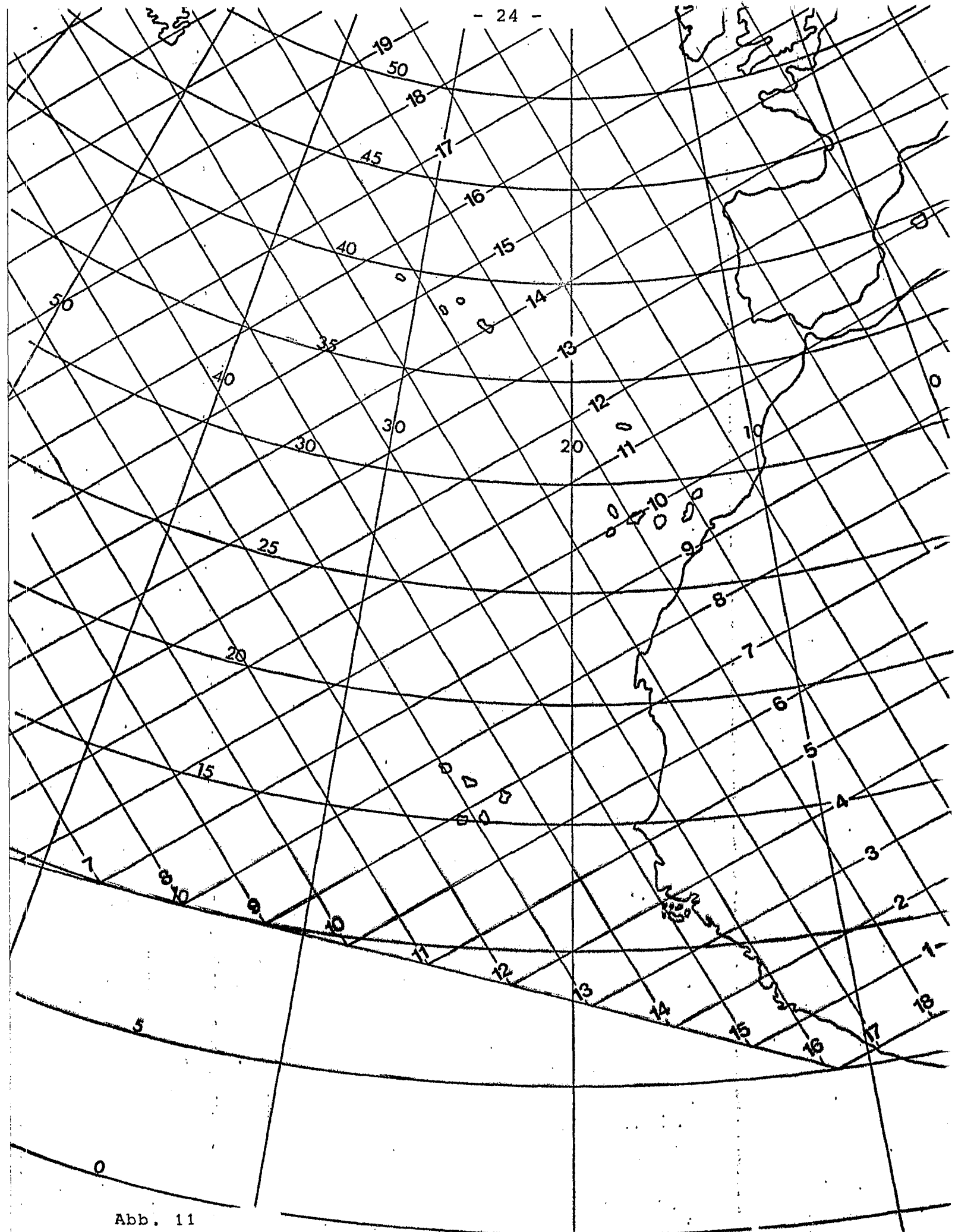


Abb. 11

Ausschnitt des vom Deutschen Wetterdienst benutzten Gitternetzes für objektive Analysen. Die Zahlen geben die Nummer der Zeilen (schräge Linien von links unten nach rechts oben) und Spalten (senkrecht zu den Zeilen) an.

5. UNTERSUCHUNGSMETHODEN

5.1. ALLGEMEINES VORGEHEN

Wie in Kapitel 2.4.1 und 2.4.2 beschrieben wurde, ist die Zirkulation in Küstennähe und im offenen Meer in erster Linie abhängig von der Windrichtung und der Windstärke. Es soll daher hauptsächlich untersucht werden, ob es eine enge Beziehung zwischen den Wasseroberflächentemperaturen in Küstennähe und dem darüber wehenden Wind gibt. Da es um eine statistische Auswertung des Datenmaterials geht, ist es notwendig, als Ergebnis eine klare und eindeutige Aussage in Form von Zahlenwerten zu erhalten. Dieses ist möglich, indem Zeitreihen der Wasseroberflächentemperaturen und der Windstärke für gleiche Zeiträume aufgestellt werden und diese Zeitreihen miteinander korreliert werden. Das Ergebnis ist ein Korrelationskoeffizient (Kkf), der eine statistisch abgesicherte Aussage macht über den zahlenmäßigen Zusammenhang zwischen den Zeitreihen (Kap. 5.1.1). In den Kapiteln 5.2 bis 5.5 wird erläutert, welche Zeitreihen aufgestellt werden und wie diese aussehen.

5.1.1. Der Korrelationskoeffizient

Als Ausgangsmaterial seien zwei Wertereihen (x_1, x_2, \dots, x_n) und (y_1, y_2, \dots, y_n) gegeben, die untersucht werden sollen hinsichtlich einer gegenseitigen Abhängigkeit. Es handelt sich im Falle dieser Arbeit um eine Zeitreihe der Windstärke und eine Zeitreihe der Wasseroberflächentemperatur. Zwischen beiden Zeitreihen muß eine "Zuordnungsvorschrift" ((12), S. 106) existieren, die festlegt, wie aus jeweils einem Meßwert jeder Zeitreihe ein "Wertepaar" zu bilden ist. Dieses ist dadurch gegeben, daß die gleichzeitigen Beobachtungen der Windstärke (Pentadenmittel) und der Wassertemperatur (ebenfalls Pentadenmittel) die einzelnen Wertepaare bilden. Jedes Wertepaar kann nun als

"Merkmal eines zweidimensionalen Kollektivgegenstandes oder als Punkt im zweidimensionalen Merkmalraum" ((13), S. 230) aufgefaßt werden. Die "einfache Korrelation" hat die Beschreibung und Kennzeichnung derartiger zweidimensionaler Verteilungen und ihren Vergleich mit zweidimensionalen Ereignisfolgen zum Gegenstand.

Das Verteilungsgesetz eines zweidimensionalen Kollektivgegenstandes wird auch als stochastisches Abhängigkeitsgesetz bezeichnet, da es zum Ausdruck bringt, inwieweit und in welcher Art die beiden Merkmale "stochastisch" miteinander verbunden sind (stochastisch: = zufallsabhängig). Zur Kennzeichnung der stochastischen Abhängigkeitsgesetze dienen die sogenannten r-Parameter ((13), S. 231). Diese zeichnen sich dadurch aus, daß sie dimensionslose Zahlen sind, was den Vergleich von Abhängigkeitsgesetzen erleichtert. Der erste in der Reihe der r-Parameter ist der sogenannte Korrelationskoeffizient (Kkf). Denkt man sich zwei Zeitreihen mit N Beobachtungspaaren und bezeichnet x_v und y_v als Abweichung des v-ten Paares von den arithmetischen Mitteln \bar{x} und \bar{y} , so ergibt sich für den Korrelationskoeffizienten folgende Formel:

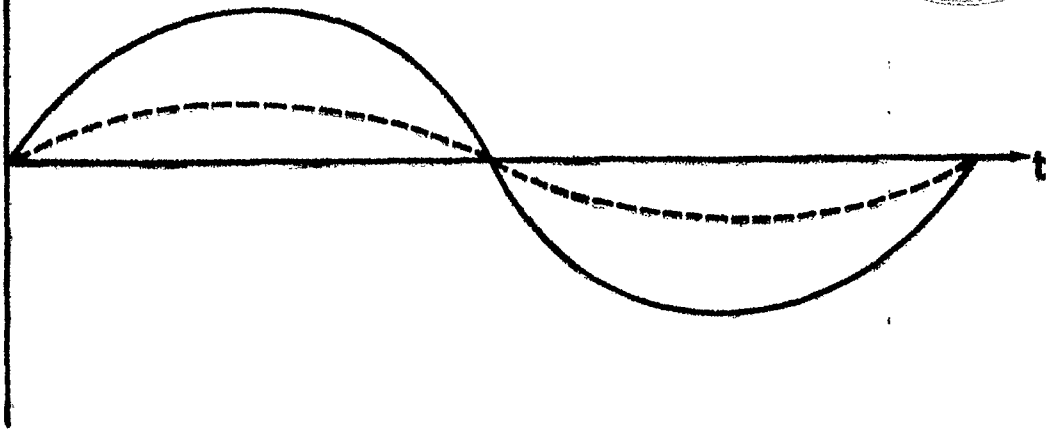
$$\text{Kkf} : = r : = \frac{\sum x_v y_v}{\sqrt{\sum x_v^2 \sum y_v^2}}$$

Der Korrelationskoeffizient kann seinem absoluten Werte nach nicht größer als 1 sein. Ist $|r| = 1$, so liegt ein funktioneller linearer Zusammenhang vor. Der Betrag des Kkf gibt an, bis zu welchem Grade die Gesamtstreuung der Werte einer Meßgröße durch ihre stochastische Abhängigkeit von der anderen Meßgröße bestimmt ist. Das Vorzeichen gibt an, wie oft die Streuungen der beiden Meßreihen im Durchschnitt gleichzeitig in eine Richtung (positives Vorzeichen) oder entgegengesetzt (negatives Vorzeichen) verlaufen (siehe Abb. 12). Man spricht im allgemeinen nur kurz von "positiver" oder "negativer" Korrelation. In der Literatur wird das Quadrat des Korre-



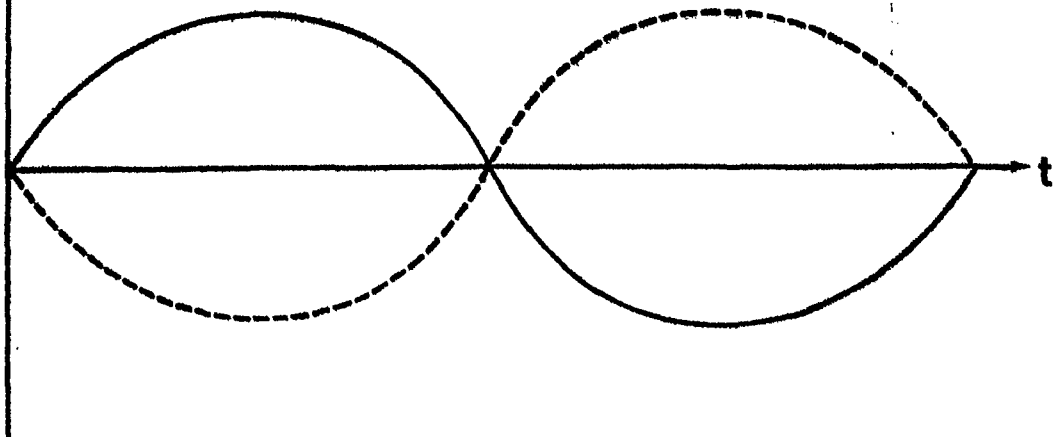
Messwert

KKf: = +1



Messwert

KKf: = -1



Messwert

KKf: = 0

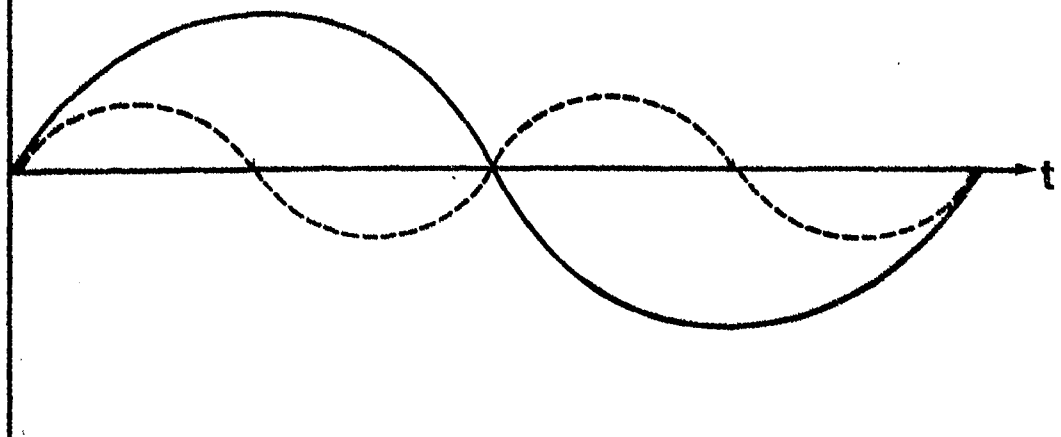


Abb. 12 Drei Beispiele zur Erläuterung des Korrelationskoeffizienten

lationskoeffizienten häufig als Bestimmtheitsmaß B bezeichnet:

$$B = r^2$$

Das Bestimmtheitsmaß kann Werte zwischen 0 und 1 annehmen. Wie "gut" oder wie "stramm" die stochastische Beziehung (Korrelation) zwischen den beiden Meßgrößen ist, wird nun danach beurteilt, wie nahe der Betrag des Kkf bzw. das Bestimmtheitsmaß an den Wert 1 herankommt. Das Bestimmtheitsmaß B gibt an, mit welcher Annäherung die Abweichungen der Veränderlichen x und y von den arithmetischen Mitteln einander proportional sind.

Die Berechnung des Kkf aufgrund einer endlichen Zahl von Beobachtungen ist sowohl mit einem systematischen als auch mit einem zufälligen Fehler behaftet. Den systematischen Fehler kann man vernachlässigen, wenn N, also die Anzahl der Wertepaare, größer als 20 ist ((13), S. 233). Bei normaler Korrelation ist dann der zufällige Fehler

$$\sigma_r = \frac{1 - r^2}{\sqrt{N}}$$

mit $r = \text{Kkf}$,

$N = \text{Anzahl der Wertepaare}$,

5.1.2. Die Aussagekraft eines Korrelationskoeffizienten

Sowohl mathematisch-statistische als auch physikalische Gründe können die Aussagekraft des Kkf mehr oder weniger stark einschränken. Gerade in geophysikalischen und meteorologischen Untersuchungen können beide Einschränkungen eine erhebliche Rolle spielen. Voraussetzung für einen Signifikanztest ist zum Beispiel aus mathematisch-statistischer Sicht, daß es sich bei der Beziehung zwischen den beiden Meßreihen um eine lineare handeln muß ((12), S. 118). Aus physikalischer Sicht ist wichtig, daß die beiden Meßreihen nicht eine Folgeerscheinung einer im

Hintergrund stehenden dritten Größe sind, denn jede veränderliche physikalische Ursache, die auf die beiden zu untersuchenden Meßreihen einen physikalischen Einfluß hat, liefert einen mehr oder weniger merklichen Beitrag zur stochastischen Beziehung zwischen diesen beiden Meßreihen. Eine der einschneidendsten Beschränkungen der Aussagefähigkeit von Korrelationskoeffizienten ist gegeben, wenn beide Meßgrößen Zeitfunktionen sind, die "Erhaltungsnegungen", insbesondere langsame zeitliche Variationen (z.B. Tages- oder Jahresgang) zeigen, die ein mit dem Beobachtungszeitraum vergleichbares Zeitintervall besitzen. Eine solche systematische zeitliche Änderung (Trend) der Beobachtungswerte kann sehr große Korrelationskoeffizienten hervorrufen ("Nonsense-Korrelationen" nahe 1 - (12), S. 123). Die Aussage eines solchen Kkf ist weitgehend trivial und physikalisch völlig sinnlos. In den vorliegenden Untersuchungen ist ganz besonders bei den Zeitreihen der Wassertemperaturen ein starker Jahresgang zu erwarten (Abb. 20 zeigt drei Wassertemperaturzeitreihen eines Jahres). Um "Nonsense-Korrelationen" zu verhindern, muß dieser Jahresgang eliminiert werden. Es darf für die Korrelation die ursprüngliche Zeitreihe also nicht verwendet werden. In den Kap. 7 und 8 wird beschrieben, welche Zeitreihen für die Korrelation verwendet werden und wie diese aussehen. Man erhält durch die Korrelation von Zeitreihen, bei denen der Jahresgang herausgefiltert worden ist, einen verhältnismäßig "reinen" Korrelationskoeffizienten mit hoher Aussagekraft.

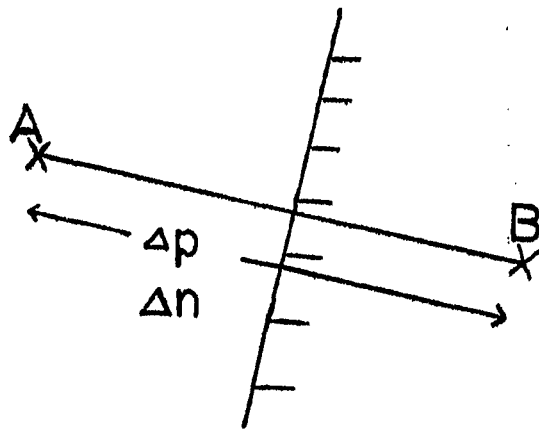
5.2. DRUCKDIFFERENZEN - ZEITREIHEN

5.2.1. Differenzen quer zur Küste

Wie in der Einleitung schon gesagt wurde, hat I.I. SCHELL (5) für das Auftriebsgebiet vor Südwestafrika als erster einen unmittelbaren Zusammenhang zwischen den Wasseroberflächentemperaturen vor der Küste und dem darüber wehen-

den Wind für Monatsmittel festgestellt. Der Auftrieb vor Südwestafrika wird hervorgerufen durch beständige südwestliche, also küstenparallele Winde und dem Benguela-Strom, welcher dem Agulhas-Strom entspringt, der an der südostafrikanischen Küste nach Süden strömt und um das Kap der guten Hoffnung biegt. Vor Nordwestafrika spielt der Kanarenstrom die entscheidende Rolle. Als Maß für die Windstärke hat Schell eine Druckdifferenz Δp quer zur Küste bestimmt (siehe Skizze):

$$\Delta p = \text{Druck}_A - \text{Druck}_B$$



In die Formel zur Berechnung des geostrophischen Windes geht das Δp ein:

$$\vec{v}_g = \frac{1}{f \cdot \rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial n}$$

$$f = 2\omega \sin \phi = \text{Coriolisparameter}$$

ρ = Luftdichte

∂p = Druckdifferenz

∂n = Wegdifferenz

Schell hat festgestellt, daß mit einem hohen Δp (hoher Druck über dem Meer, niedriger Druck über Land) eine niedrige Wassertemperatur an der Küste einhergeht. Die Wassertemperaturen wurden in der geogr. Breite der Linie \overline{AB} bestimmt.

Stellt man eine Zeitreihe der Bodenluftdruckdifferenzen zwischen zwei Punkten auf, so erhält man praktisch eine

Zeitreihe über die Windstärke des geostrophischen Windes quer dazu. Wählt man die Differenzen so, daß der Druckunterschied quer zur Küste bestimmt wird, so hat man ein Maß für den küstenparallelen Wind, der für den Auftrieb entscheidend ist (Kap. 2,4.2). An fünf Orten vor Nordwestafrika wurden quer zur Küste Druckdifferenzen gebildet und von April 1968 an Zeitreihen aufgestellt. Abb. 5 zeigt die Lage der Druckdifferenzen. Es wurden folgende Differenzen gebildet: (GW : = Gitterwert)

- (1) GW [19,12] - GW [22,9] bei ca. 32-33°N;
- (2) GW [17,11] - GW [20,8] bei Kap Bojador und den Kan. Inseln, 27-28°N;
- (3) GW [15,10] - GW [18,7] bei Kap Blanco, 22-23°N;
- (4) GW [14,8] - GW [17,5] bei ca. 17-18°N;
- (5) GW [13,6] - GW [16,3] bei ca. 12-13°N.

Es wurde jeweils die Differenz (Druck über dem Meer - Druck über dem Land) gebildet, so daß eine positive Differenz höheren Luftdruck über dem Meer anzeigt, also einem küstenparallelen nach Süden gerichteten geostrophischen Wind entspricht. Alle Druckdifferenzen wurden über die gleiche Anzahl von Gitterpunkten hinweg gebildet.

Die Distanz beträgt im Süden etwa 1060 km, im Norden 1360 km. Einer Druckdifferenz von 10 mb entspricht dabei in 20°N ein geostrophischer Wind von ungefähr 13 m/sec.

Als weitere Zeitreihe wurde die Differenz (Azorenhoch - Hitzetief über dem Kontinent) gewählt. Dabei war für den Sommerzeitraum der Punkt GW [15,15] als fester Wert geeignet, da er die mittlere Lage des Azorenhochs charakterisiert. Für den Winter war der Punkt GW [18,12] günstig, ausgehend von der mittleren Lage des Azorenhochs im Januar. Das Hitzetief über dem Kontinent wird das ganze Jahr durch den Punkt GW [24,6] repräsentiert. Folgende Differenzen wurden aufgestellt:

- a. Sommerzeitraum GW [15,15] - GW [24,6]
- (6)

5.2.2. Differenzen zur Bestimmung der Lage des Azorenhochs

Es wird in dieser Arbeit auch untersucht, inwieweit das Azorenhoch, welches ja für die atmosphärische Zirkulation über dem Auftriebsgebiet zusammen mit dem kontinentalen Hitzetief in erster Linie verantwortlich ist (Kap. 3), durch seine Lage- und Stärkeveränderung Einfluß hat auf die Schwankungen der Wasseroberflächentemperaturen. Man kann davon ausgehen, daß, je näher das Hochdruckzentrum dem Festland ist, die Druckdifferenz zum Hitzetief zunimmt, der Einfluß auf die ozeanische Zirkulation also stärker wird. Es gibt verschiedene Möglichkeiten, die Lage des Hochdruckzentrums zu bestimmen (Kap. 5.3 und 5.4). Als erstes wurde mit Hilfe von Druckdifferenzen versucht, die Lage des Hochs zu erfassen. Dazu wurde folgendermaßen vorgegangen. Ausgehend von der mittleren Lage des Hochs im Juli und im Januar, entnommen dem Crutcher-Atlas (15), wurden für den Sommerzeitraum (April bis September) und für den Winterzeitraum (Oktober bis März) folgende Druckdifferenzen-Zeitreihen aufgestellt (siehe Abb. 5 und 6):

Sommer:	GW [15,15]	- GW [18,18]	(7)
(Abb. 5)	GW [15,15]	- GW [12,18]	(8)
	GW [15,15]	- GW [12,12]	(9)
	GW [15,15]	- GW [18,12]	(10)
Winter:	GW [18,12]	- GW [20,14]	(7) ⁺
(Abb. 6)	GW [18,12]	- GW [16,14]	(8) ⁺
	GW [18,12]	- GW [16,10]	(9) ⁺
	GW [18,12]	- GW [20,10]	(10) ⁺

Bei der Bestimmung dieser Differenzen wurden folgende Annahmen gemacht:

- Befindet das Hochdruckzentrum sich etwa in seiner Mittellage, wie es die Skizze a. in Abb. 13 zeigt, so sollten die Druckdifferenzen $P_O - P_A$, $P_O - P_B$, $P_O - P_C$ und $P_O - P_D$ (im folgenden Text immer als \overline{OA} , \overline{OB} , \overline{OC} und \overline{OD} bezeichnet)

alle positiv sein, d.h. der höchste Druck dieser fünf Punkte befindet sich in der Mitte bei o. Dieser Fall gilt immer dann, wenn sich das Hoch ungefähr in seiner Mittellage aufhält. Ein Beispiel für diesen Fall ist der 6.7.1969 00 GMT. In Abb. 13b ist die Wetterlage dieses Tages dargestellt. Das Azorenhoch befindet sich mit seinem Zentrum in 40°N und 28°W , das entspricht etwa dem Gitterwert GW [17,15]. Die Differenzenwerte betragen:

$$\begin{array}{ll} \overline{OA} & = +42 \\ \overline{OB} & = +65 \\ \overline{OC} & = +82 \\ \overline{OD} & = +25 \end{array} \quad 1/10 \text{ mb}$$

Es wird also das Azorenhoch durch diese vier positiven Differenzen erfaßt.

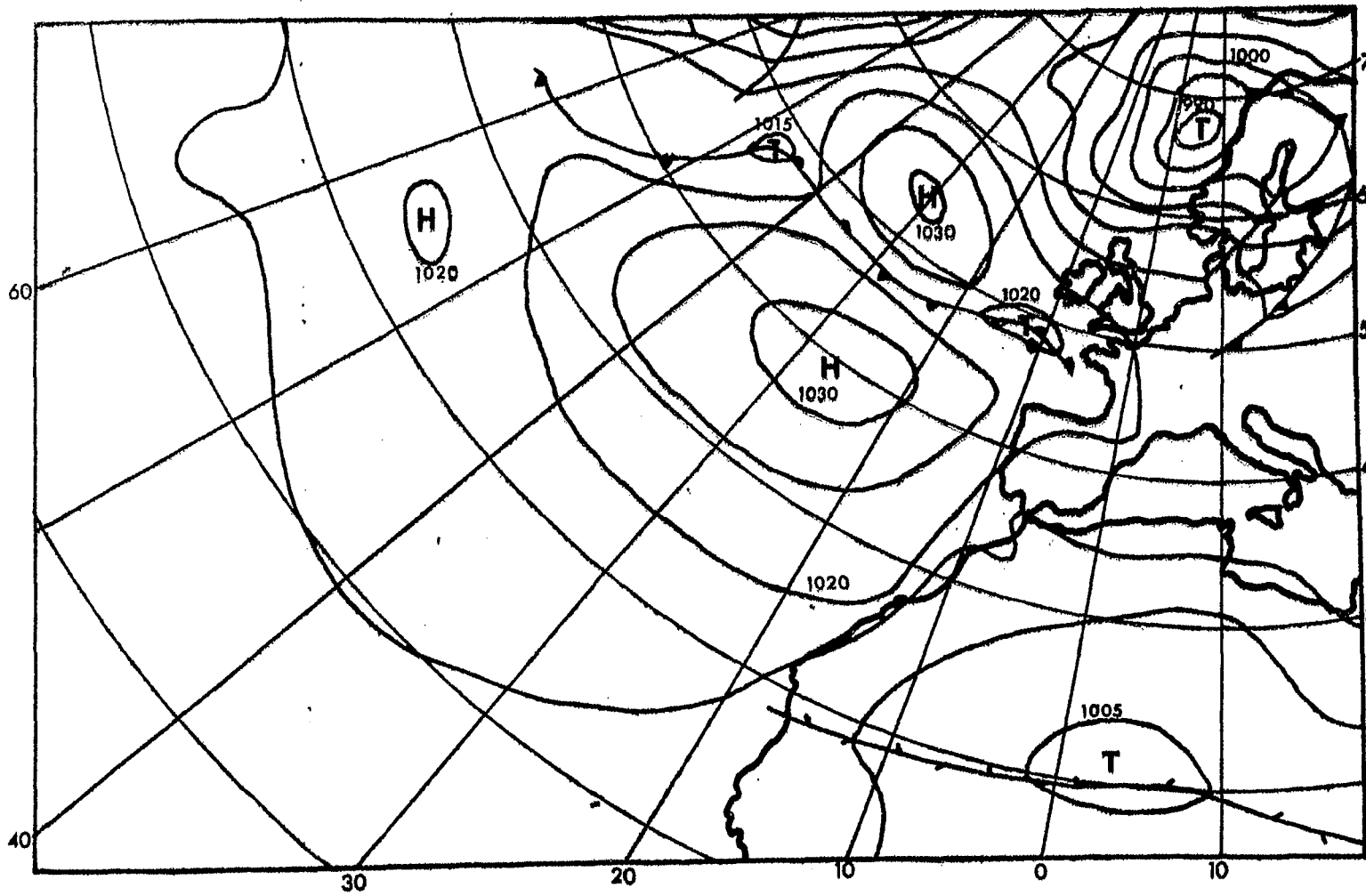
- b) Befindet sich das Hochdruckzentrum nicht in seiner Mittellage, sondern herausgerückt bei A, B, C oder D (die Skizze a in Abb. 14 zeigt das Hochdruckzentrum bei B), so sollte die Druckdifferenz zu dem Punkt, bei dem sich das Hoch befindet, negativ, die übrigen aber alle positiv sein. Als Beispiel wurde der Termin 25.8.1969 00 GMT herausgesucht. Die Azorenhochlage dieses Tages ist in Abb. 14b dargestellt, es befindet sich bei 45°N , 25°W , also im Norden.

Die Differenzenwerte betragen:

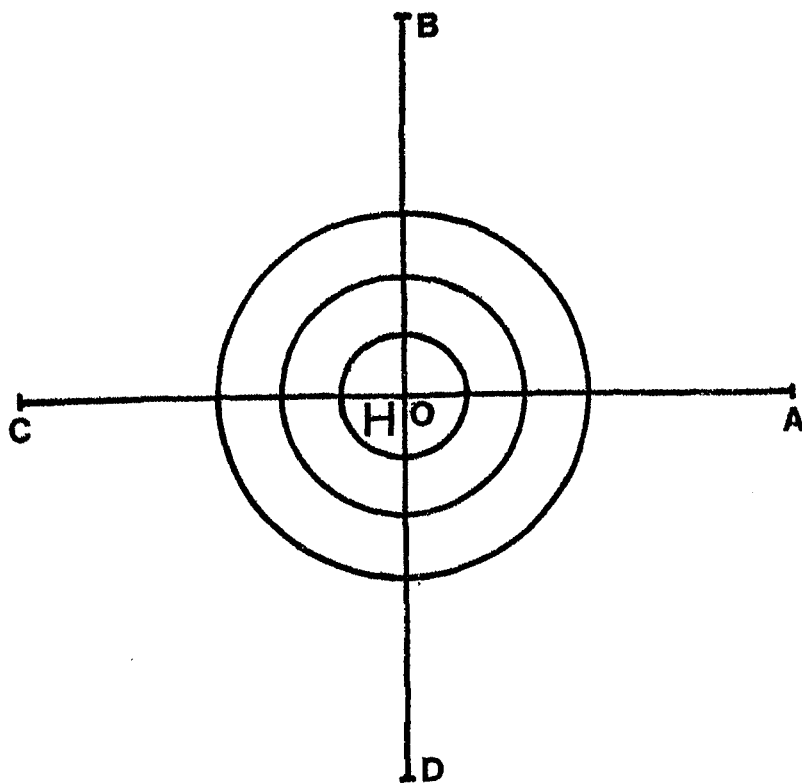
$$\begin{array}{ll} \overline{OA} & = + 14 \\ \overline{OB} & = - 20 \\ \overline{OC} & = +117 \\ \overline{OD} & = + 70 \end{array} \quad 1/10 \text{ mb}$$

Durch das negative Vorzeichen der Differenz \overline{OB} wird somit angezeigt, daß sich das Hoch bei B befindet (GW [18,18]).

- c) Nicht immer sind die Fälle so eindeutig, wie in Abb. 13 und 14 geschildert. Meist liegt das Hoch nicht genau im Zentrum oder in der Nähe von A, B, C oder D, sondern irgendwo dazwischen (Skizze a. in Abb. 15). In diesem Fall sollten zwei Differenzen positiv sein, das wären \overline{OC} und

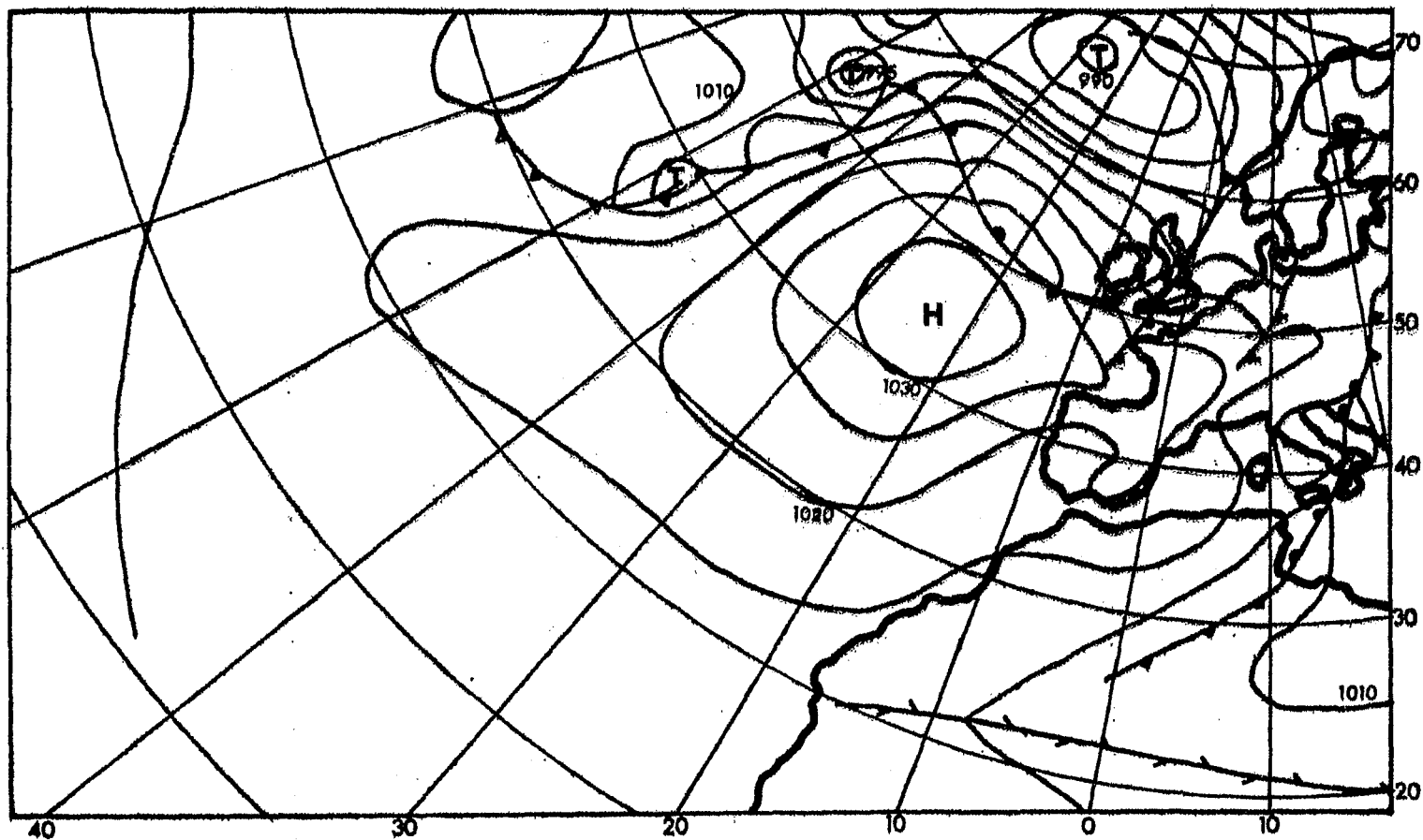


b)

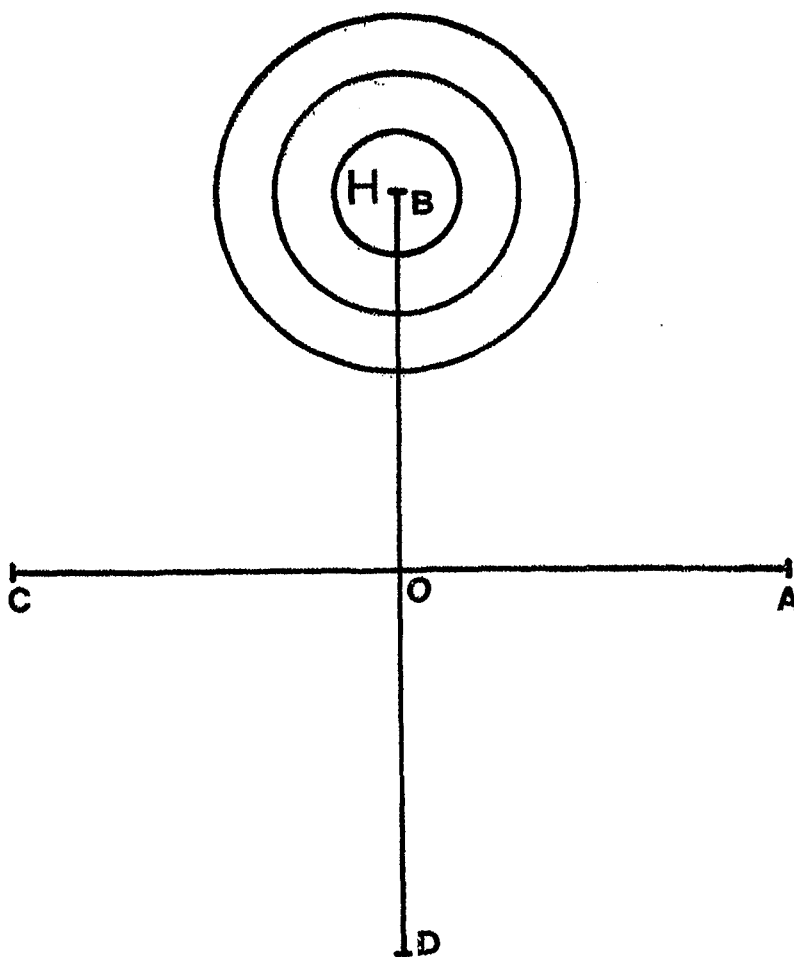


a)

Abb. 13 Beispiel zur Bestimmung der Lage des Azorenhochs
a) Skizze



b)



a)

Abb. 14 Beispiel zur Bestimmung der Lage des Azorenhochs
a) Skizze
b) Wetterlage (25.8.1969)

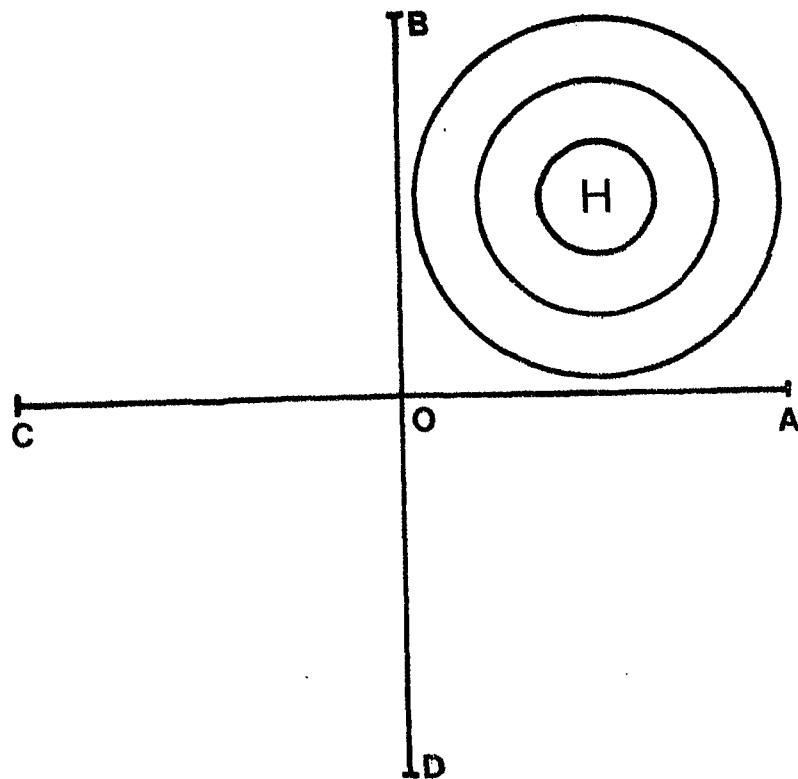
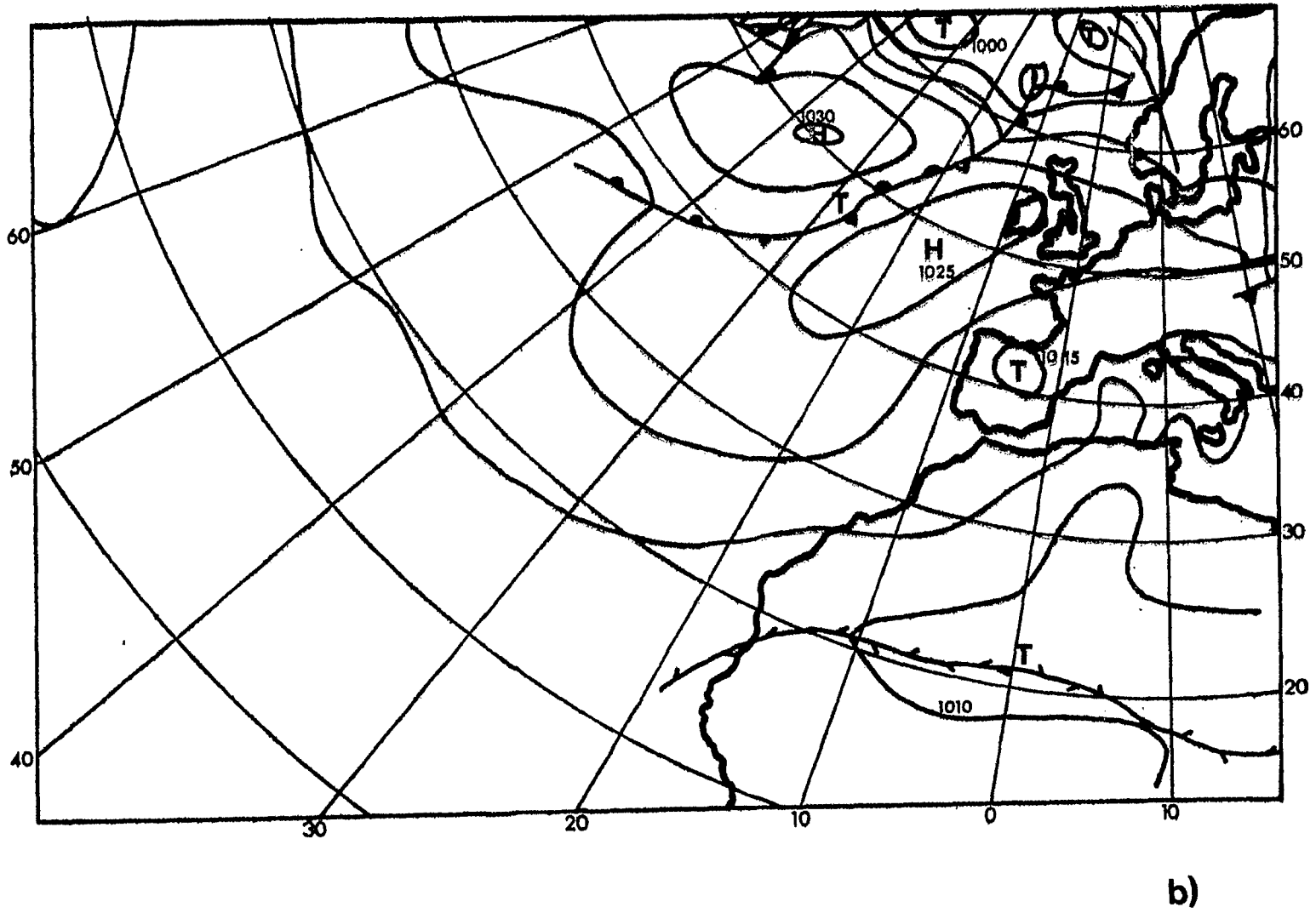


Abb. 15 Beispiel zur Bestimmung der Lage des Azorenhochs

a) Skizze

(Hutter, 1969)

\overline{OD} in der Abb. 15a, die anderen beiden Differenzen sollten um Null liegen. Sie sollten entweder schwach positiv oder schwach negativ sein. Auch zu diesem Fall wurde ein Beispiel herausgesucht. Es ist der 5.9.1969 00 GMT. Die Druckdifferenzen betragen:

$$\begin{array}{ll} \overline{OA} & = + 8 \\ \overline{OB} & = - 5 \\ \overline{OC} & = +73 \\ \overline{OD} & = +42 \end{array} \quad 1/10 \text{ mb}$$

Das Azorenhoch liegt im Nordwesten mit Zentrum bei 45°N , 20°W (Abb. 15b).

In den Fällen 13a) bis 15a) sind die Isolinien gleichen Luftdruckes des Azorenhochs ziemlich kreisförmig. Dies ist natürlich nicht immer der Fall. Oft ist das Hoch langgestreckt oder es gibt zwei Hochdruckzellen. In diesen Fällen sind die Aussagen der Differenzen nicht zuverlässig. Es kommt auch vor, daß alle Differenzen negativ werden, dann nämlich, wenn sich ein Tiefdruckgebiet in der Mitte befindet. Häufig aber kann man mit Hilfe der Fälle 13 bis 15 die Lage des Azorenhochs bestimmen.

5.2.3. Aufbereitung der Druckdifferenzenzeitreihen

Druckdifferenzenwerte wurden für jeden möglichen Termin (00 und 12 Uhr GMT) aufgestellt. Um die Zeitreihen miteinander korrelieren zu können, mußten zunächst die Druckdifferenzen über jeweils fünf Tage entsprechend den Wassertemperaturwerten gemittelt werden. Sie wurden aber nicht nur über die Pentaden, sondern zusätzlich über jeweils fünf Tage mit einer Zeitverschiebung von 0,5 bis 4,5 Tagen bezüglich der Wassertemperaturpentaden gemittelt, und zwar aus folgendem Grund. Man kann annehmen, daß sich zuerst die Windstärke ändert und mit einer gewissen zeitlichen Verzögerung dann die Wassertemperatur ändert. Es soll also festgestellt werden, um wieviel Tage sich nach einem Windextremum (Maximum oder Minimum) ein Wassertemperaturextremum (Minimum oder Maximum) einstellt. Hier ein Beispiel zur

Erläuterung des Begriffes 'Zeitverschiebung' - entsprechend der angegebenen Termine wurde gemittelt:

Wassertemperaturpentaden:	6.-10. Tag;	11.-15. Tag;	16.-20. Tag usw.
Zeitverschiebung 1 Tag :	5.- 9. Tag;	10.-14. Tag;	15.-19. Tag usw.
Zeitverschiebung 2 Tage :	4.- 8. Tag;	9.-13. Tag;	14.-18. Tag usw.
Zeitverschiebung 4 Tage :	2.- 6. Tag;	7.-11. Tag;	12.-16. Tag usw.

Anschließend wurden die Wassertemperaturzeitreihen mit jeder einzelnen Druckdifferenzenzeitreihe (Zeitverschiebung 0 bis 4,5 Tage) korreliert und jeweils ein Korrelationskoeffizient bestimmt. Der maximale Kkf zeigt dann an, wie groß die zeitliche Verschiebung ist, d.h. wie lange es dauert, bis sich ein Temperaturmaximum oder -minimum einstellt.

5.3. BESTIMMUNG DER LAGE DES AZORENHOCHS DURCH HERAUSSUCHEN DES MAXIMALEN DRUCKWERTES

Eine andere Möglichkeit, die Lage des Azorenhochs zu erfassen, ist folgende. In einem ausgewählten Gebiet wird der Gitterwert mit dem höchsten Bodendruck bestimmt. Dieser Wert soll dann die Lage des Hochdruckzentrums repräsentieren. Ausgehend von der mittleren Lage des Azorenhochs über das ganze Jahr gesehen, wurde ein Gebiet ausgewählt, in dem das Azorenhoch im Mittel zu finden ist (Abb. 16). Die Eckpunkte dieses quadratischen Gebietes liegen bei:

- a) GW [12,9] = 17,6°N, 29,6°W;
- b) GW [12,18] = 33,1°N, 49,6°W;
- c) GW [21,18] = 53,4°N, 23,1°W;
- d) GW [21,9] = 28,4°N, 7,6°W.

Das Zentrum dieses Gebiets liegt südlich der Azoren bei etwa 35°N und 28°W. Ein Blick auf die aktuellen Wetterkarten zeigt, daß das Azorenhoch tatsächlich nur im Mittel in diesem Gebiet zu finden ist. Lag das Hoch außerhalb des gewählten Gebiets, so lag der Gitterwert mit dem höchsten Bodendruck am Rand des Gebiets.

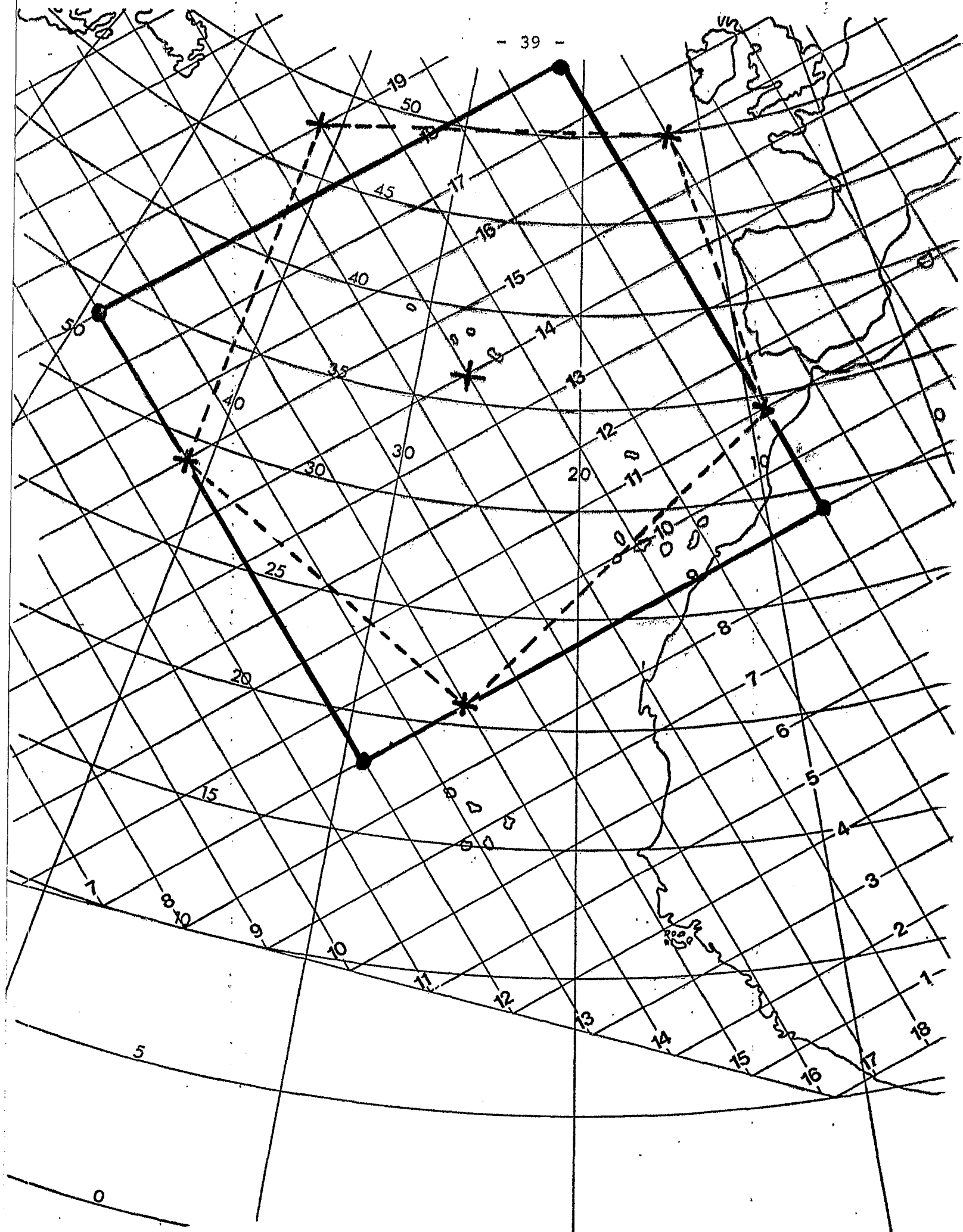
Für jeden Termin (00 und 12 Uhr GMT) wurde bestimmt:

- 1) der Wert des Druckmaximums,
- 2) die x-Koordinate und
- 3) die y-Koordinate des Druckmaximumwertes,
- 4) die geographische Breite PHI und
- 5) die geographische Länge LAMBDA von GW x,y.

Somit wurden Zeitreihen über Lage und Stärke des Azorenhochs aufgestellt. Es zeigte sich, daß durch die Zeitreihe der p_{\max} -Gitterwerte die Lage des Azorenhochs recht gut wiedergegeben wurde. Ein Vergleich mit den aktuellen Wetterkarten ergab, daß der p_{\max} -Wert häufig im Zentrum oder in der Nähe des Zentrums des Azorenhochs lag. Durch diese Darstellung wird allerdings ein wesentlicher Faktor vernachlässigt, nämlich die Form des Azorenhochs. Damit ist der Verlauf der Isobaren im Bodenniveau gemeint. Die Isobaren können z.B. kreisrund, oval oder langgestreckt verlaufen. Während die Stärke des Bodendruckmaximums und seine Lage einen gewissen Rückschluß auf den Druckgegensatz zum Kontinent zulassen, ist die Form des Azorenhochs ausschlaggebend für die Windrichtung, welche wiederum entscheidend für den Auftrieb ist. Es ist wegen der Ungenauigkeiten in der Bestimmung der Lage und der Form des Azorenhochs zu erwarten, daß die Korrelationskoeffizienten, die sich aus der Korrelation mit den Wassertemperaturzeitreihen ergeben, nicht sehr groß werden. Die Hauptschwierigkeit, den Einfluß des Azorenhochs zu erfassen, liegt darin, daß seine Lage, seine Stärke und seine Form in einer Zahl zusammengefaßt werden müßten.

5.4. BESTIMMUNG DER LAGE DES AZORENHOCES DURCH EINE FLÄCHE 2. ORDNUNG

Im vorhergehenden Abschnitt ist die Lage des Azorenhochs einfach dadurch bestimmt worden, daß der Gitterwert mit dem maximalen Bodenluftdruck herausgesucht wurde. Eine andere Möglichkeit, welche untersucht wurde, wird in diesem Abschnitt beschrieben. Vorweggenommen werden kann, daß es



auf diese Weise nicht gelungen ist, eine vernünftige Zeitreihe über die Lage und Stärke des Hochdruckgebietes aufzustellen. Ausgangspunkt war die Annahme gewesen, daß es möglich sein müßte, durch eine Anzahl von vorgegebenen Gitterwerten GW [x,y] mit einem bestimmten Bodenluftdruck und diese bestimmen zu können. Der Extremwert dieser Fläche, es handelt sich um ein Paraboloid, sollte dann den maximalen Bodendruck, also das Azorenhoch, liefern,

Eine allgemeine Fläche 2. Ordnung wird durch folgende Gleichung dargestellt:

$$a_1x^2 + a_2y^2 + a_3xy + a_4x + a_5y + a_6 = 0$$

Dies ist eine Gleichung mit sechs Unbekannten: a_1 , a_2 , a_3 , a_4 , a_5 und a_6 . Um diese bestimmen zu können, braucht man mindestens sechs Gleichungen. Also wurden sechs Gitterwerte in dem Bereich gewählt, in dem sich das Azorenhoch normalerweise befindet. Es waren die Gitterwerte (Abb. 16):

- 1) GW [14, 9] = 20,6°N, 25,5°W;
- 2) GW [21,11] = 34,1°N, 9,3°W;
- 3) GW [22,16] = 50,0°N, 13,5°W;
- 4) GW [17,19] = 47,4°N, 41,7°W;
- 5) GW [12,15] = 28,4°N, 41,6°W;
- 6) GW [17,14] = 36,3°N, 27,2°W.

Mit Hilfe dieser Gitterwerte und dem an ihnen herrschenden Bodenluftdruck wurde für jeden Termin (00 und 12 Uhr GMT) eine Fläche bestimmt, die so verläuft, daß sie durch die sechs vorgegebenen Werte erfüllt wird. Durch Differenzierung und Nullsetzung dieser Gleichung wurde der Extremwert bestimmt. Es kann sich bei dem Extremwert nur um

- a) ein Maximum ($\hat{=}$ Hochdruckgebiet),
- b) ein Minimum ($\hat{=}$ Tiefdruckgebiet) oder
- c) um einen Sattelpunkt handeln.

Dem Vorzeichen der beiden ersten Koeffizienten a_1 und a_2 kann man schon entnehmen, um welche Art von Extremwert es sich handelt, da die Form des Paraboloiden dadurch bestimmt ist. Sind beide Vorzeichen negativ, so liegt ein

Maximum vor. Sind sie positiv, so handelt es sich um ein Minimum. Wenn die Vorzeichen unterschiedlich sind, so kann man weder von einem echten Maximum noch von einem echten Minimum sprechen. Es liegt ein Sattelpunkt vor. Über einen längeren Zeitraum hinweg wurden mit dieser Methode Zeitreihen aufgestellt über

- 1) $P_{\text{Extremwert}}$
- 2) x-Koordinate und
- 3) y-Koordinate des Extremwertes,
- 4) die geographische Breite PHI und
- 5) die geographische Länge LAMBDA des Extremwertes.

Schon aus der Art der Vorzeichen von a_1 und a_2 konnte man ersehen, daß nur in etwa einem Drittel aller Termine ein Extremwert-Maximum, also ein Hochdruckgebiet, angezeigt wurde. In der Hälfte aller Fälle waren die Vorzeichen unterschiedlich und ein Sechstel aller Fälle ergab ein Extremwert-Minimum, also ein Tiefdruckgebiet. Das Ergebnis wäre durchaus brauchbar gewesen, wenn das Azorenhoch tatsächlich durch die Extremwert-Maxima getroffen worden wäre. Leider war dies nicht der Fall. Durch den Vergleich mit den aktuellen Wetterkarten stellte sich heraus, daß nur in wenigen Fällen das Azorenhoch wirklich durch das Maximum der Fläche wiedergegeben wurde. Meistens lag das Maximum weit entfernt vom Azorenhoch. Diese Methode war also nicht geeignet, die Lage des Hochs gut zu erfassen. Möglicherweise könnte man dieses Verfahren verbessern, indem man noch mehr Gitterwerte vorgibt und so eine der Wirklichkeit besser entsprechende Fläche bestimmt. Dies wurde nicht durchgeführt, da inzwischen auf andere Art das Azorenhoch einigermaßen gut erfaßt werden konnte (Kap. 5.3). In Abb. 17 ist die Wetterlage vom 7.10.1969 dargestellt. An diesem Termin wird das Hoch durch den Extremwert der Fläche genau getroffen. Es wird angegeben mit 1021,7 mb beim Gitterwert GW [15,13]. Dieser Wert liegt in 30°W und 31°N im Zentrum des Hochs.

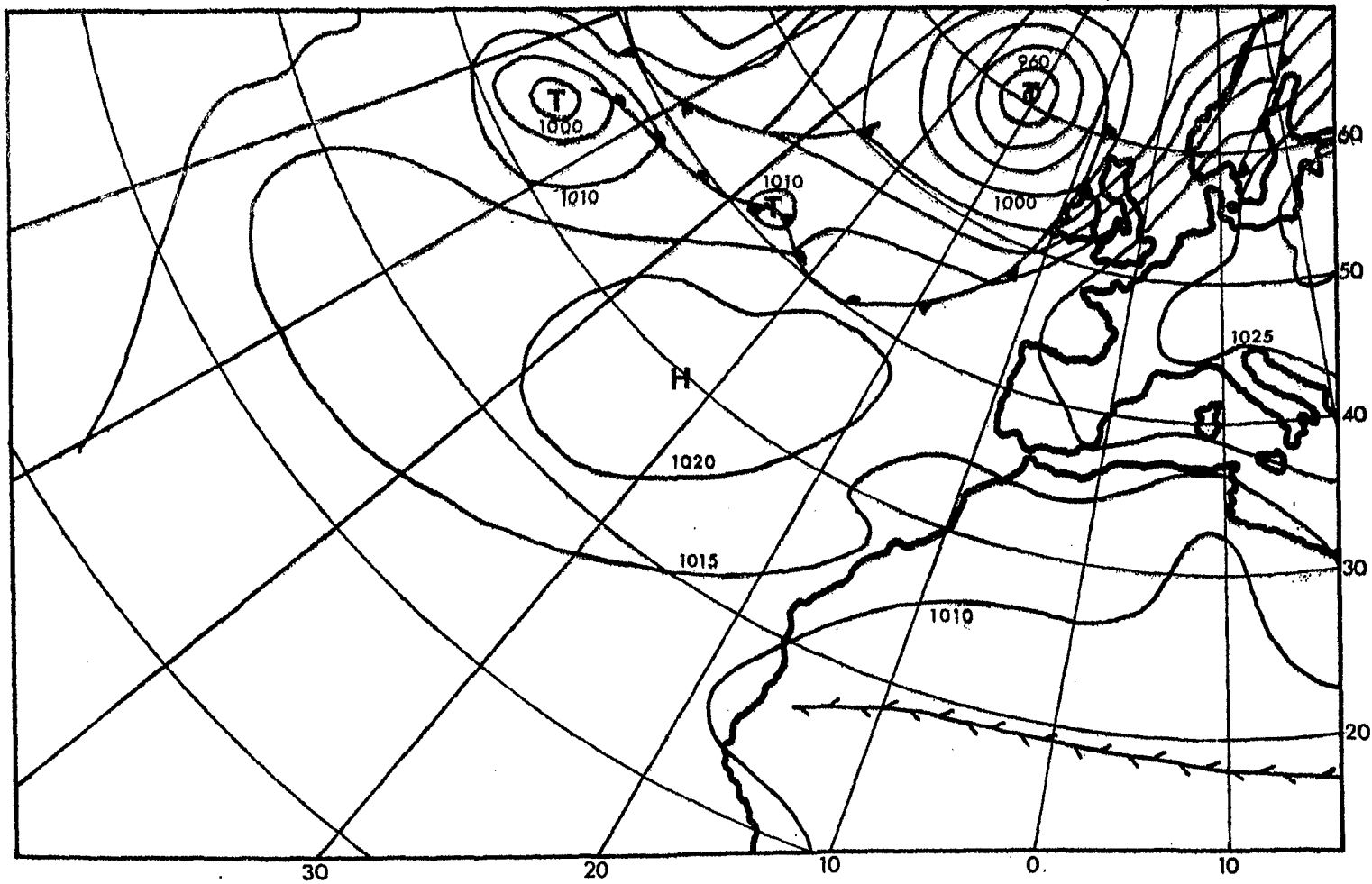


Abb. 17 Wetterlage als Beispiel zur Bestimmung der Lage des Azorenhochs durch eine Fläche (7.10.1969)

5.5. WASSERTEMPERATURZEITREIHEN

Wie in Kap. 4 schon beschrieben wurde, lagen die Wassertemperaturen (des Oberflächenwassers) in fünftägigen Mittelwerten und eingeteilt in 1° -Quadrate für den gesamten Atlantik vor. Da der Auftrieb selbst nur auf einen schmalen Küstenstreifen (bis 50 km) beschränkt ist, genügt es, Wasseroberflächentemperatur-Zeitreihen für diejenigen Quadrate aufzustellen, die unmittelbar vor der Küste liegen. Glücklicherweise fallen diese Quadrate zum größten Teil mit den Hauptschifffahrtslinien zusammen, die teilweise relativ nahe an der Küste entlanglaufen. So liegen in vielen dieser Quadrate eine relativ hohe Anzahl von Schiffsbeobachtungen der Wassertemperatur vor. Der Hauptschiffahrtsweg verläuft von Kap Verde (15°N) in gerade Linie nach Norden bis Kap Blanco (22°N). Aus der dazwischen liegenden Bucht von Mauretanien liegen leider keine Beobachtungszeitreihen vor. Der Schiffsweg führt von Kap Blanco weiter zunächst an der Küste entlang und dann nach Las Palmas zu, wo viele Schiffe einen kurzen Bunker-Stop einlegen. Anschließend zweigt der Hauptweg auf. Die meisten Schiffe fahren über das offene Meer auf die Iberische Halbinsel zu, der kleinere Teil fährt in Richtung Gibraltar und streift dabei die marokkanische Küste bei 31 bis 35° Nord, so daß in diesem Gebiet wieder viele Meldungen vorliegen. Leider ist es wegen der geringen Anzahl von Beobachtungen nicht möglich, in dem Küstenstreifen zwischen 27 und 31°N östlich der Kanarischen Inseln lückenlose Zeitreihen aufzustellen.

Die Abb. 18 zeigt in einer Skizze die Hauptschifffahrtsrouten. Sie wurde in Anlehnung an die Zahl der Beobachtungen der Wasseroberflächentemperatur gezeichnet, welche im "OCEANOGRAPHIC ATLAS OF THE NORTH ATLANTIC OCEAN" des U.S. Naval Oceanographic Office (17) für jeden Monat in 1° -Quadraten angegeben wird. Aus den Darstellungen geht hervor, daß die meisten Beobachtungen im Zeitraum Mai bis Dezember gemacht werden.

Insgesamt konnten zwischen 10° und 35°N Zeitreihen in 25 verschiedenen 1° -Quadraten vor der Küste aufgestellt werden (Abb. 19). Leider waren die Zeitreihen nicht lückenlos, es fehlten in vielen Zeitreihen ein oder mehrere Pentadenwerte. Auch kamen falsche Werte vor (zu hohe oder zu niedrige). Da es für die Korrelationsrechnung unbedingt notwendig ist, eine lückenlose Zeitreihe aufzustellen, mußten die fehlenden Werte ersetzt werden. Sie wurden durch ein räumliches Mittel ersetzt. Dieses wurde berechnet, indem die Temperaturen der an die Lücke angrenzenden Quadrate gemittelt wurden. Dieses Mittel wurde dann an die fehlende Stelle gesetzt. Neben den Lücken mußten auch die ganz offensichtlich falschen Temperaturbeobachtungen ersetzt werden. Es handelt sich dabei entweder um zu niedrige (unter 10°C) oder zu hohe (über 35°C) Werte. Sie wurden wie fehlende behandelt. Da die Temperaturwerte von Pentade zu Pentade und von Quadrat zu Quadrat sehr stark schwanken können, bedeutet jede Mittelung eine sehr große statistische Unsicherheit. Dies muß bei der Auswertung der Korrelationsrechnungen beachtet werden. Der Tabelle 9 kann man entnehmen, welche Zeitreihen in den einzelnen Jahren aufgestellt werden konnten und wie viele Werte ersetzt werden mußten. Ein Strich (-) bedeutet, daß keine Zeitreihe in dem entsprechenden Jahr aufgestellt werden konnte. Eine Null bedeutet, daß alle Werte gegeben waren.

6. ERGEBNISSE DER AUFTRIEBSUNTERSUCHUNGEN

6.1. BESTIMMUNG DER LAGE VON AUFTRIEB DURCH BILDUNG VON ZONALEN DIFFERENZEN

Auftriebsgebiete zeichnen sich dadurch aus, daß ihre Wasseroberflächentemperaturen niedriger sind als die der Umgebung. Nun ist aber kaltes Wasser allein noch kein Zeichen dafür, daß es sich um Auftriebswasser handelt. Betrachtet man die verschiedenen Wassertemperaturzeitreihen

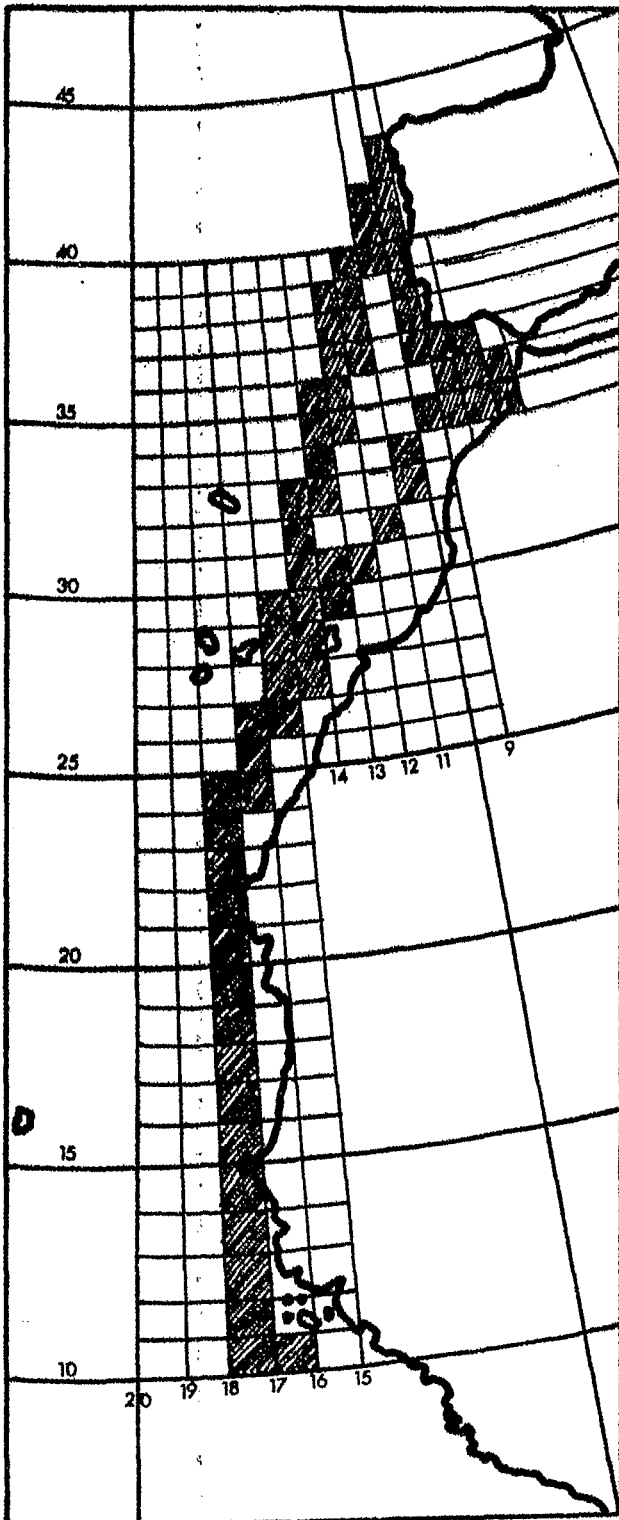


Abb. 18

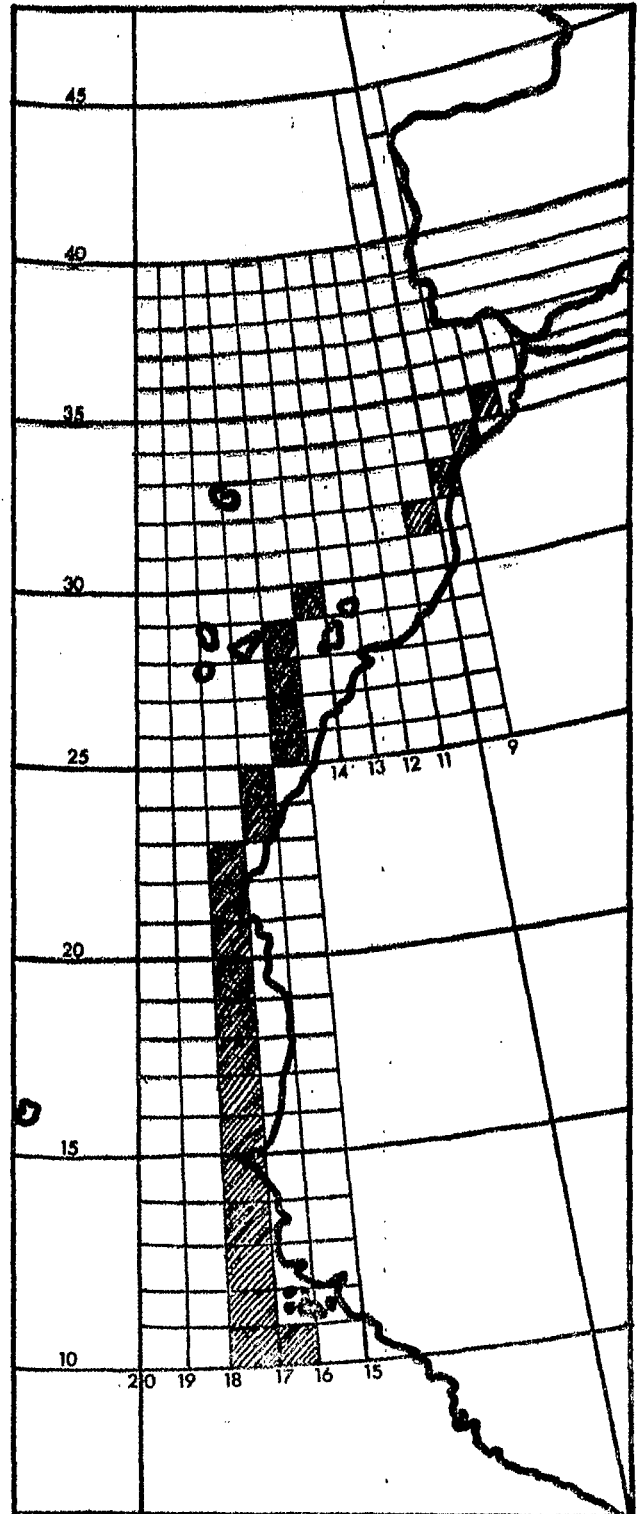


Abb. 19

Abb. 18 Skizze der Hauptschifffahrtswege

Abb. 19 Skizze der 1°-Quadrate, in denen Zeitreihen der Wassertemperatur aufgestellt werden konnten

über ein Jahr hinweg (Abb. 20), so erkennt man bei allen Zeitreihen einen mehr oder weniger stark ausgeprägten Jahresgang. Diesem Jahresgang sind eine große Anzahl von Schwankungen überlagert, welche entweder durch Auftriebsvorgänge, durch Sonneneinstrahlung oder durch Advektion von kälterem oder wärmerem Wasser entstehen. Man kann bei der bloßen Betrachtung der Zeitreihen nicht entscheiden, ob und wo es sich um Auftriebswasser handelt. Dazu müßte man entweder das Wasser selbst auf seine Herkunft untersuchen, oder man müßte seine Temperatur mit der Temperatur der umgebenden Wassermassen vergleichen. Letzteres ist von W.S. WOOSTER (1) gemacht worden, der zonale Differenzen gebildet hat, indem er die küstennahen Oberflächen-temperaturen von den Temperaturen des zentralen Atlantik (ca. 40° West) abgezogen hat (Abb. 4). Immer dann, wenn die Atlantiktemperaturen mehr als 3,5°C über den Küsten-temperaturen lagen, sollte es sich bei dem Küstenwasser um Auftriebswasser handeln. In der vorliegenden Arbeit wurde auch auf diesem Wege versucht, den Auftrieb zu definieren. Dazu wurde die Differenz der Wassertemperatur an der Küste und der Wassertemperatur im zentralen Atlantik gebildet.

$$T_{\text{Differenz}} = T_{\text{Küste}} - T_{\text{zentraler Atlantik}}$$

Die Wasseroberflächentemperaturen des zentralen Atlantik stammen aus 40° West aus dem Bereich, in dem die Isothermen angenähert zonal verlaufen. Diese Temperaturen wurden dem DHI-Atlas 'MONATSMITTELKARTEN DES NORDATLANTIK' von 1968 entnommen und in Tabelle 1 dargestellt. Die Temperaturangaben aus dem DHI-Atlas wurden verglichen mit den Oberflächentemperaturen des 'OCEANOGRAPHIC ATLAS OF THE NORTH-ATLANTIC OCEAN' des U.S. Naval Oceanographic Office (17) und es wurde festgestellt, daß sie gut übereinstimmen. Die Temperaturen des zentralen Atlantik stellen das zonale Mittel des Atlantik dar. Man berechnet also mit $T_{\text{Differenz}}$ die Abweichung vom zonalen Mittel des Nordatlantik.

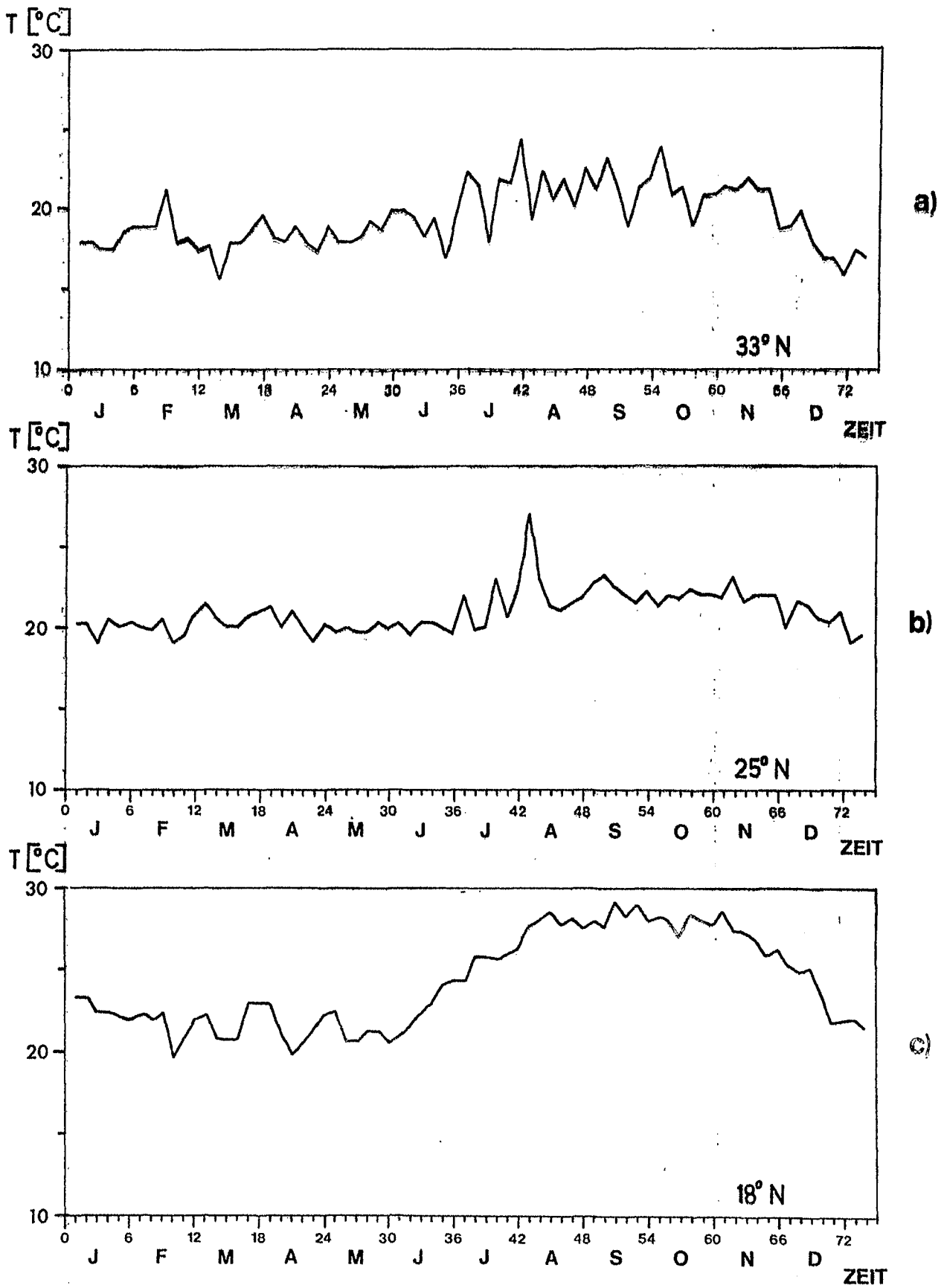


Abb. 20 Drei Wassertemperaturzeitreihen von 1969 aus verschiedenen Breiten

6.2. DARSTELLUNG DES LANGJÄHRIGEN MITTELS DER ZONALEN DIFFERENZEN UND BETRACHTUNG DER ZEITREIHEN

In Tabelle 2 sind die Werte der zonalen Differenzen dargestellt, welche sich im langjährigen Mittel von 1969 bis 1976 ergeben. Ausgenommen ist das Jahr 1972, da in diesem Jahr ein großer Teil der Werte nicht gegeben war. Auf der Abszisse sind die Pentaden von 1 bis 73 eingetragen, auf der Ordinate wird die geographische Breite von 11°N bis 35°N angegeben. Die Mittelwerte ergeben sich durch Mittelung der in den einzelnen Jahren berechneten zonalen Differenzenwerte für jede Breite und jede Pentade. Es sind in der Tabelle 2 nur diejenigen Werte enthalten, welche kleiner als -29 sind. Die mittlere Temperaturdifferenz zwischen Küste und Atlantik beträgt bei den dargestellten Werten 3°C und mehr. Die Differenzen repräsentieren den Auftriebsbereich zwischen 11 und 35°N . Der Bereich, in dem die Differenzen größer als -6°C sind (das sind alle Werte kleiner als -60), ist durch Isolinien vom übrigen Bereich getrennt und schraffiert dargestellt. In diesem Bereich ist der Auftrieb am stärksten.

Es ist deutlich zu erkennen, wie der Auftriebsbereich seine Lage im Winter und Frühjahr (Januar bis Mai) nach Süden und im Sommer und Herbst (Juni bis Oktober) nach Norden hin verändert. Davon ausgehend kann man grundsätzlich drei Gebiete unterscheiden, in denen je nach Jahreszeit Auftrieb vorkommt.

- a) Das Gebiet von 10° Nord bis 20° Nord mit Auftrieb im Winter und Frühjahr.
- b) Das Gebiet von 21° Nord bis 25° Nord mit ganzjährigem Auftrieb.
- c) Das Gebiet nördlich von 25° Nord mit Auftriebsvorkommen in den Sommer- und Herbstmonaten.

- Zu a) Wie man in Tab. 2 sieht, verkürzt sich der Auftriebszeitraum von Januar bis Juni in 18°N auf Februar bis April in 11°N . Besonders stark ist er in 13°N im März und April. In dem Bereich südlich von 20°N findet nur in den Winter- und Frühjahrsmonaten Auftrieb statt. Dies ist auch in den in Abb. 21 dargestellten Zeitreihen aus 13° , 16° und 19°N zu erkennen. Die zonalen Differenzen der südlichen Breiten zeigen einen sehr starken Jahresgang mit einer Amplitude von über 10°C in 13°N . Nach Norden hin nimmt diese Amplitude ab bis auf 6°C in 19°N (Abb. 21c). Das Minimum im Jahresgang liegt im Frühjahr und das Maximum im Sommer. Gleichzeitig mit der Verlängerung des Auftriebszeitraumes von Süden nach Norden verkürzt sich natürlich der auftriebslose Zeitraum entsprechend. In 13°N ist im Januar und von Juni bis Dezember kein Auftrieb vorhanden, während in 19°N nur noch in den Sommermonaten von Juli bis Oktober der Auftrieb unterbleibt. Im Sommer sind die zonalen Differenzen teilweise positiv, was bedeutet, daß die Wassertemperaturen zu dieser Zeit an der Küste höher sind als im mittleren Atlantik in gleicher geographischer Breite.
- Zu b) Tabelle 2 zeigt, daß zwischen 21° und 25°N zwei Auftriebsmaxima auftreten. Ein Maximum ist von Anfang Mai bis Mitte Juli (25.-39. Pentade) in 21° bis 23°N vor Kap Blanco vorhanden. Ein zweites Maximum tritt im Herbst im September und Oktober auf. Die zonalen Differenzen betragen jeweils im Mittel über 6°C . In Abb. 22a-c sind die Zeitreihen aus 21° , 23° und 25°N dargestellt. Man erkennt in 21°N im Jahresgang ein Maximum im August mit Werten, die bis -2°C ansteigen, während im übrigen Jahr die Differenzen über -5°C betragen. Es ist bis auf eine kurze Zeit im August immer Auftrieb vorhanden. In 23°N zeigen sich die beiden oben erwähnten Auftriebsmaxima Anfang Juli und im September. Ansonsten betragen die Differenzen immer mehr als 3°C . Das Auftriebsmaximum in 25°C

(Abb. 22c) tritt zu der Zeit auf, wo in 21°N ein Auftriebsminimum vorherrscht. Zwischen 21° und 25°N vollzieht sich die Umkehr im Verlauf des Jahresgangs der zonalen Differenzen.

Zu c) Ein Blick auf die Tabelle 2 zeigt, daß nördlich von 25°N in den Sommer- und Herbstmonaten fast ständig Auftrieb vorhanden ist. In den Wintermonaten Januar bis Mai kann sporadisch einmal Auftrieb vorkommen, wie die Zahlenwerte zeigen. Besonders im Mai (25.-30. Pentade) sind in 30 bis 33°N die zonalen Differenzen niedriger als südlich davon in 27 bis 29°N . Die Auftriebsgrenze verlagert sich sehr plötzlich von einer Pentade zur nächsten (Anfang Juni) nach Norden. Von Juni bis einschließlich September ist im Bereich von 21 bis 34°N Auftrieb vorhanden. Im Herbst (Oktober bis Dezember) deuten die Differenzen nördlich von 30°N noch auf Auftrieb vor der Marrokanischen Küste hin, während in 26 bis 29°N südöstlich der Kanarischen Inseln vor der Küste von Span. Sahara schon kein Auftrieb mehr vorhanden ist.

Abb. 23a-c zeigt die dazugehörigen Zeitreihen aus 27° , 30° und 33°N . Der Jahresgang der zonalen Differenzen zeigt im Frühjahr ein Maximum von -1°C und im Sommer ein Minimum von -4° bis -6°C . Er verläuft dem Jahresgang im Süden genau entgegengesetzt. Die Amplitude beträgt etwa 4°C in 27°N und 6°C in 33°N . Die Differenzen sind durchweg negativ, d.h. die Küstentemperaturen sind immer niedriger als die Temperaturen im mittleren Atlantik.

Die in Tabelle 2 dargestellten Werte bestätigen die von W.S. WOOSTER (1) ermittelten Ergebnisse, die er auf der Basis von Monatsmitteltemperaturen erarbeitet hat. Bemerkenswert muß noch, daß es in den einzelnen Jahren unterschiedlich starke Abweichungen von dem langjährigen Mittel gibt, jedoch ist der Trend im jahreszeitlichen Verlauf des Auftriebsgebietes in jedem Jahr gegeben. Die Abweichung ist besonders stark im Jahr 1969.

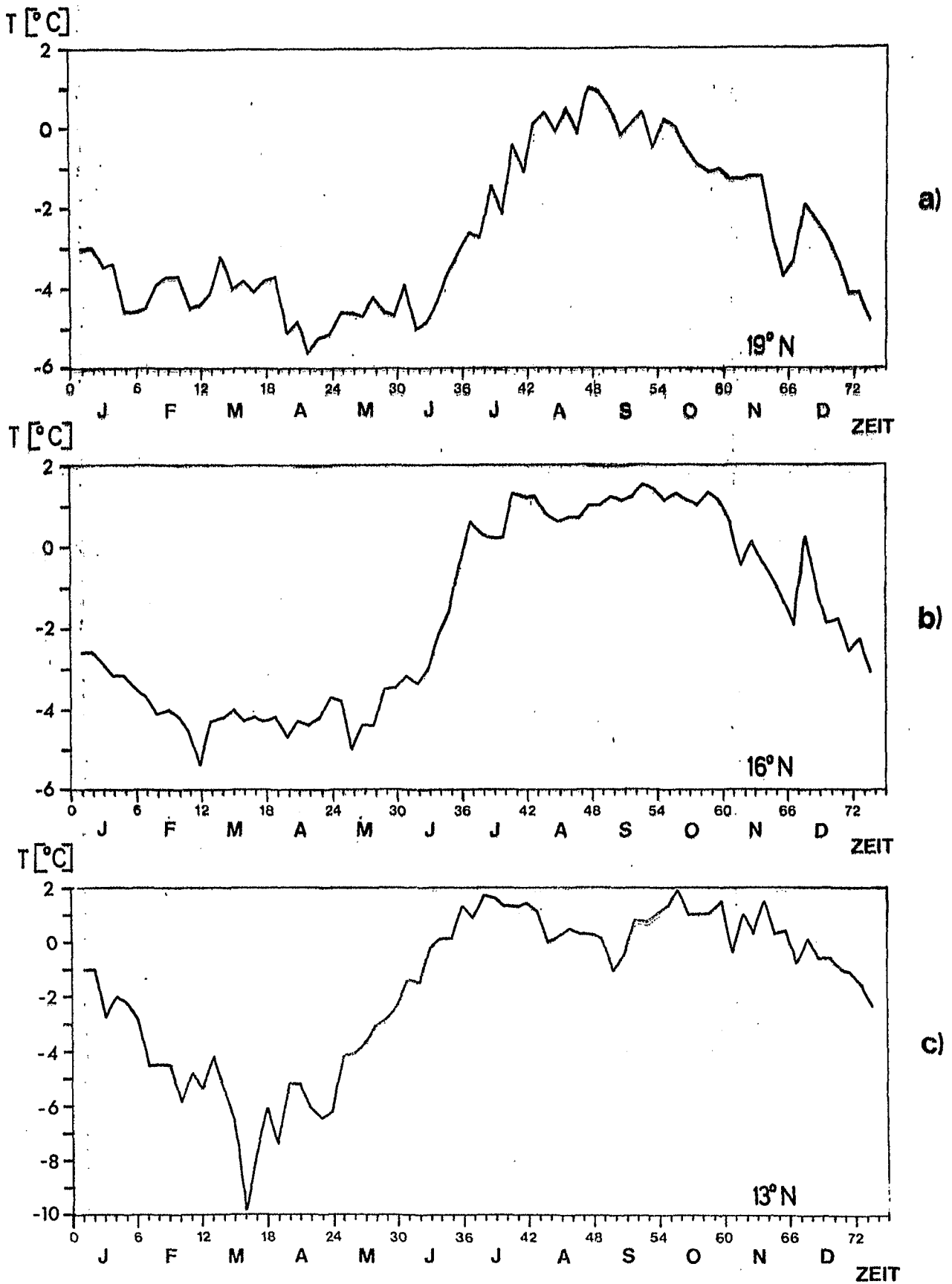


Abb. 21 Langjähriges Mittel zonaler Differenzen (1969-1976)

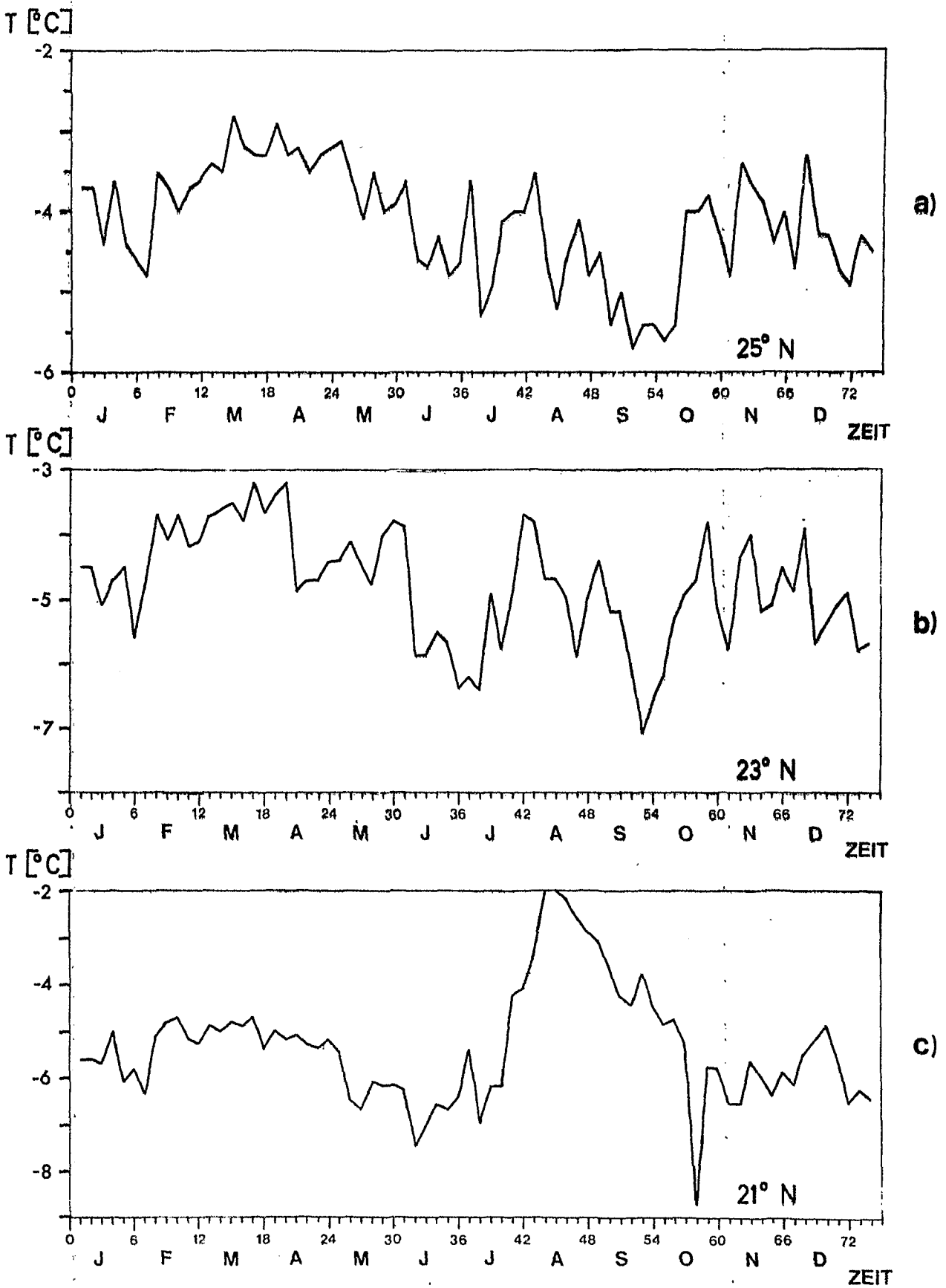


Abb. 22. Langjähriges Mittel zonaler Differenzen (1969-1976)

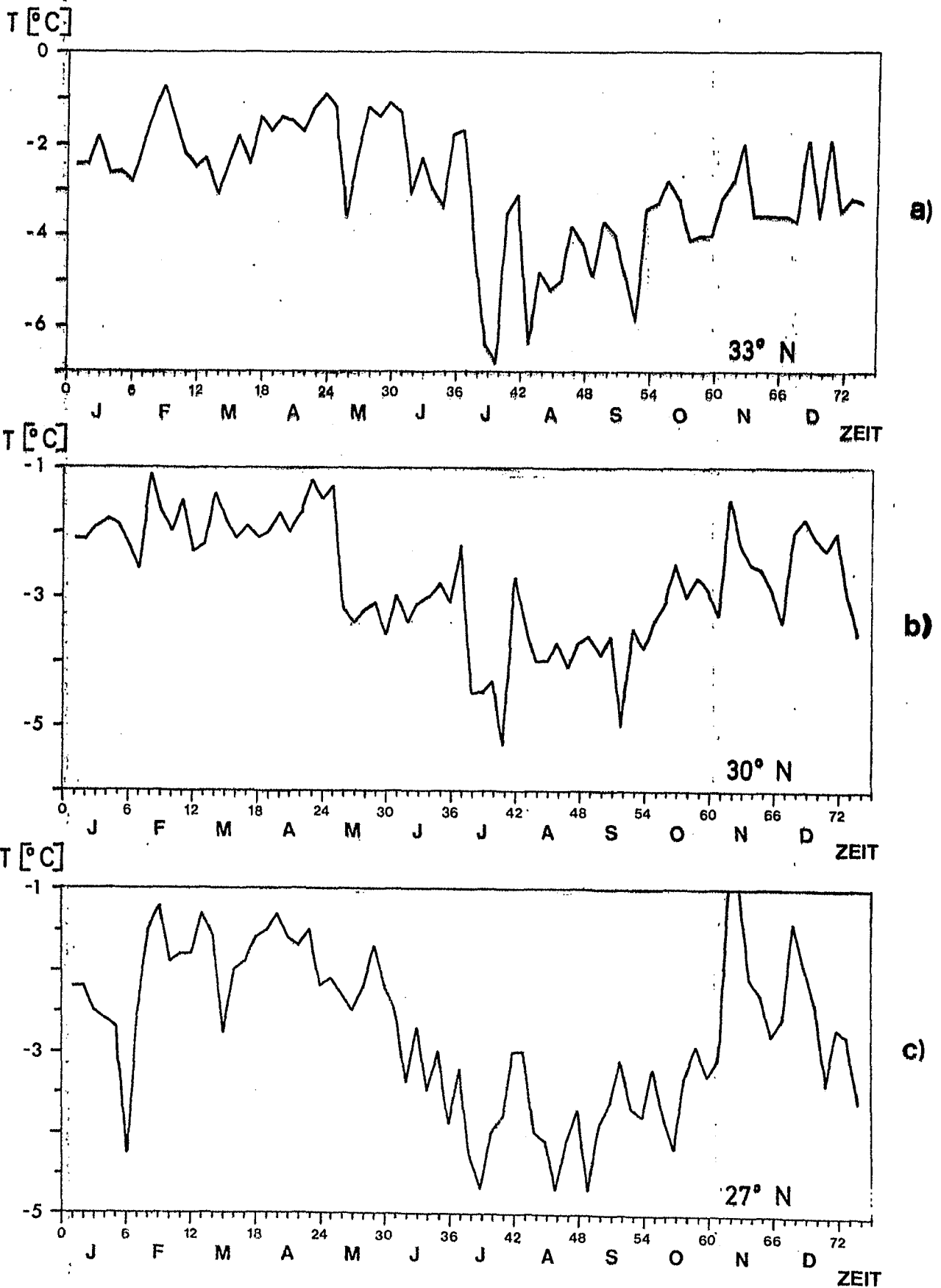


Abb. 23 Langjähriges Mittel zopaler Differenzen (1969-1976)

7. ZUSAMMENHÄNGE ZWISCHEN ZONALEN DIFFERENZEN (AUFTRIEB) UND DRUCKDIFFERENZEN (WIND)

Zur Bestimmung des Zusammenhangs wurden die Zeitreihen der zonalen Differenzen ($T_{\text{Küste}} - T_{\text{Atlantik}}$) jedes einzelnen Quadrats mit jeder einzelnen Druckdifferenzenzeitreihe (Δp) der Differenzen quer zur Küste korreliert. Im folgenden Text werden diese fünf Druckdifferenzen (Abb. 5) mit 1, 2, 3, 4 und 5 bezeichnet, wobei 1 die nördlichste und 5 die südlichste Druckdifferenz ist.

7.1. BETRACHTUNG DER KORRELATIONSKOEFFIZIENTEN UND DER KORRELIERTEN ZEITREIHEN

Die Korrelationskoeffizienten, die sich bei der Korrelation über den gesamten Zeitraum (1969 bis 1976 außer 1972) ergeben, sind in Tabelle 3 dargestellt. Die eingezeichneten Linien trennen positive und negative Korrelationskoeffizienten bzw. zeigen Maximalwerte an. Es ist deutlich erkennbar, daß die Druckdifferenzen 1, 2 und 3 alle mit den zonalen Differenzen nördlich von 22°N negativ korreliert sind. Ein negativer Kkf bedeutet, daß hohe Druckdifferenzen mit kleinen (positiven oder schwach negativen) zonalen Differenzen einhergehen. Die miteinander korrelierten Werte verlaufen entgegengesetzt.

Einen besseren Einblick in die Zusammenhänge liefern die in Abb. 24 dargestellten miteinander korrelierten Zeitreihen. Sie sollen lediglich als Beispiel negativ korrelierter Zeitreihen gelten und sind keine extremen Fälle. Es handelt sich um die gemittelten Pentadenwerte von 1969 bis 1976. In Abb. 24a sind die Zeitreihen der Druckdifferenz 1 und der zonalen Differenz in 32°N dargestellt. Man erkennt den gegensätzlichen Verlauf der Werte. Die Druckdifferenzenwerte steigen während der ersten Jahreshälfte an bis zu einem Maximum von fast 10 mb im Juli. Gleichzeitig fällt die Kurve der zonalen Differenzen auf ein Minimum im August/September ab. Die Differenzen sind dann stark

negativ mit Werten von -5°C . Im Winter sind die Druckdifferenzen niedrig (zum Teil negativ mit Südwinden) und die Wassertemperaturen - relativ zum mittleren Atlantik - hoch. Im Sommer sind die Druckdifferenzen hoch (starke nördliche Winde) und die Wassertemperaturen - relativ - niedrig. Dieser Gegensatz ergibt einen negativen Korrelationskoeffizienten von $-0,48$. Ähnlich verlaufen die Differenzenwerte in Abb. 24b. Die Druckdifferenz 2 ist das ganze Jahr über positiv mit einem Maximum von 9 mb im Juli. Der Kurvenverlauf entspricht dem der Druckdifferenz 1. Die zonalen Differenzen in 29°N steigen im Winter (Januar bis März) von -2°C bis -1°C an und sinken anschließend auf -4°C im September ab. Es ergibt sich ein Korrelationskoeffizient von $-0,57$.

In der Tabelle 3 weisen die Korrelationskoeffizienten, die sich bei der Korrelation zwischen den Druckdifferenzen 4 und 5 sowie den zonalen Differenzen südlich von 22°N ergeben, ein negatives Vorzeichen auf. Die Werte selbst sind sehr hoch und zeigen, daß die Zusammenhänge im Süden am stärksten sind. Die Korrelation zwischen der Druckdifferenz 5 und der zonalen Differenz des Quadrates $14-15^{\circ}\text{N}$ und $17-18^{\circ}\text{W}$ ergibt einen Koeffizienten von $-0,90$. Diese beiden Zeitreihen sind in Abb. 24c dargestellt. Die Druckdifferenzen haben ein Maximum von 4 mb im Winter (Januar bis Mai), sie sinken dann auf ein Minimum im Sommer (August bis September) ab. Hohe Druckdifferenzen im Winter erzeugen niedrige Wassertemperaturen an der Küste, also große zonale Differenzen. Gleichzeitig mit dem Absinken im Kurvenverlauf der Druckdifferenzen erfolgt der Anstieg der Kurve der zonalen Differenzenwerte. Im Sommer sind die Druckdifferenzen niedrig und die Wassertemperaturen hoch (kleine zonale Differenzen).

In der Tabelle 3 sieht man weiterhin, daß die Druckdifferenzen 1, 2 und 3 mit den Temperaturdifferenzen südlich von 22°N positiv korreliert sind und die Druckdifferenzen 4 und 5 mit den Temperaturdifferenzen nördlich von 22°N ebenfalls positiv korreliert sind, wobei diese wiederum die größten

Zusammenhänge zeigen. Ein positiver Kkf bedeutet, daß hohe Druckdifferenzen mit hohen Wassertemperaturen - relativ zum mittleren Atlantik - und niedrige Druckdifferenzen mit - relativ - niedrigen Wassertemperaturen einhergehen. Die Zeitreihen zeigen einen ähnlichen Verlauf.

Abb. 25a-c stellt drei Beispiele positiv korrelierter Zeitreihen dar. Schwach positiv korreliert sind die Zeitreihen der Druckdifferenz 2 und der zonalen Differenz in 16°N (Abb. 25a). Das Maximum der Druckdifferenzenkurve (9 mb im Juni bis August) eilt dem Maximum im Kurvenverlauf der zonalen Differenzen ($+1^{\circ}\text{C}$ im August bis Oktober) zeitlich voraus. Deutlicher ist die positive Korrelation in den Abb. 25b und c. Sie zeigen die Druckdifferenzen 4 bzw. 5 und die zonalen Differenzen in 25°N bzw. 33°N . Im Winter sind die Druckdifferenzen im Süden jeweils hoch und die Wassertemperaturen im Norden - relativ zum mittleren Atlantik - ebenfalls. Im Sommer sind die Druckdifferenzen im Süden ebenso wie die Wassertemperaturen im Norden niedrig. Die Korrelationskoeffizienten betragen +0,49 bzw. +0,78.

Zusammenfassend ergeben sich folgende wichtige Aussagen:

1. Die Korrelationen der Druckdifferenzen 1 bis 5 mit den zonalen Differenzen in entsprechender geographischer Breite ergeben immer negative Werte, wobei die Zusammenhänge im Süden am größten sind. Hohe Druckdifferenzen gehen einher mit niedrigen Wassertemperaturen und umgekehrt.
2. Bei 22°N wechselt das Vorzeichen. Die Korrelationen zwischen den nördlichen drei Druckdifferenzen und den südlichen zonalen Differenzen sind ebenso wie die Korrelationen zwischen den südlichen Druckdifferenzen und den nördlichen zonalen Differenzen positiv, wobei wieder die Zusammenhänge mit den Druckdifferenzen 4 und 5 am größten sind. Hohe Druckdifferenzen gehen einher mit hohen Wassertemperaturen und umgekehrt.

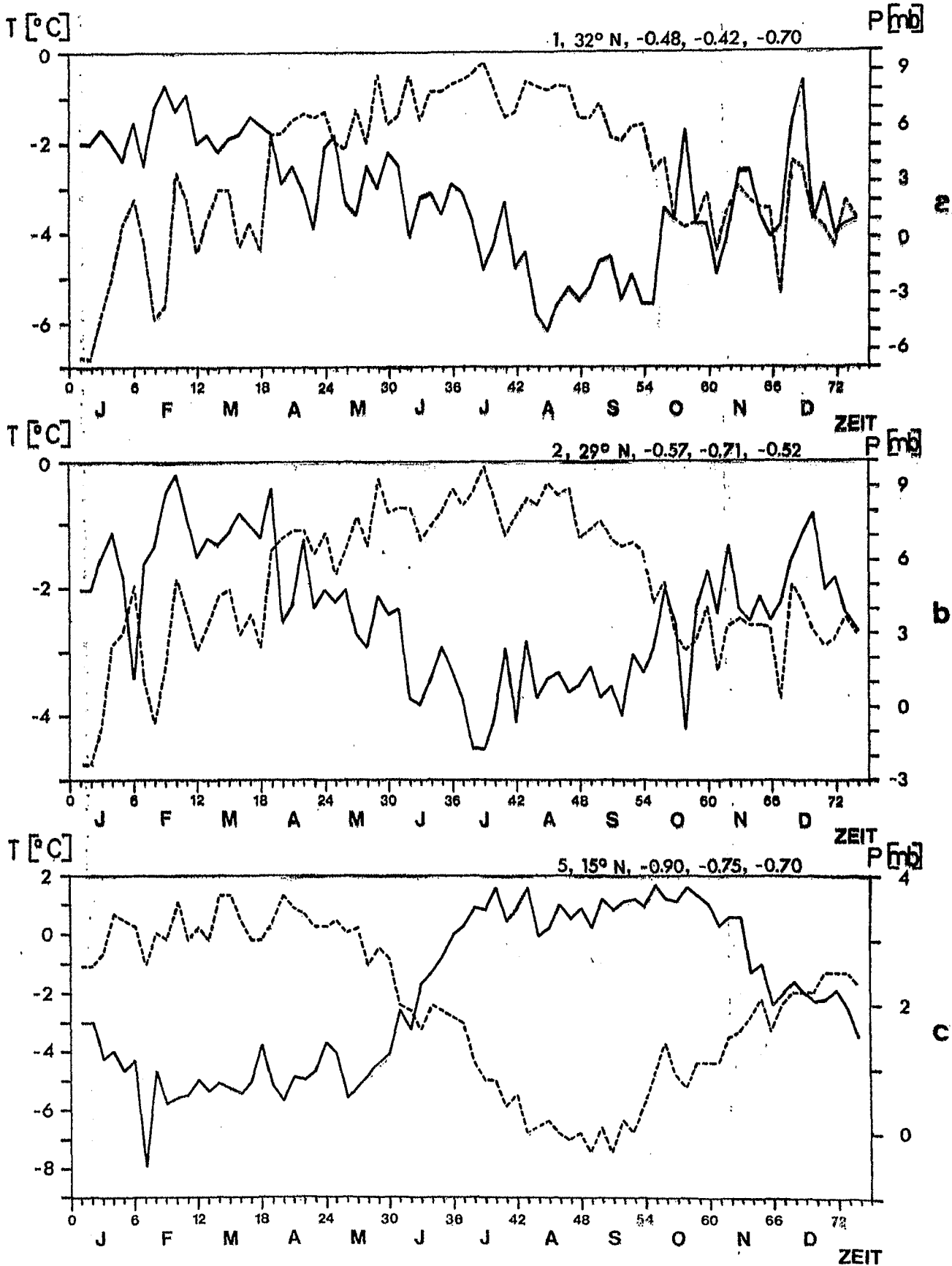


Abb. 24 Drei Beispiele negativ korrelierter Zeitreihen

Die jeweiligen Zahlen am oberen Rand bedeuten:

a) Druckdifferenz (gestrichelt),

b) Zonale Differenz,

c) $Kkf_{1.-73. \text{ Pentade'}}$

d) $Kkf_{36.-73. \text{ Pentade'}}$

1 f

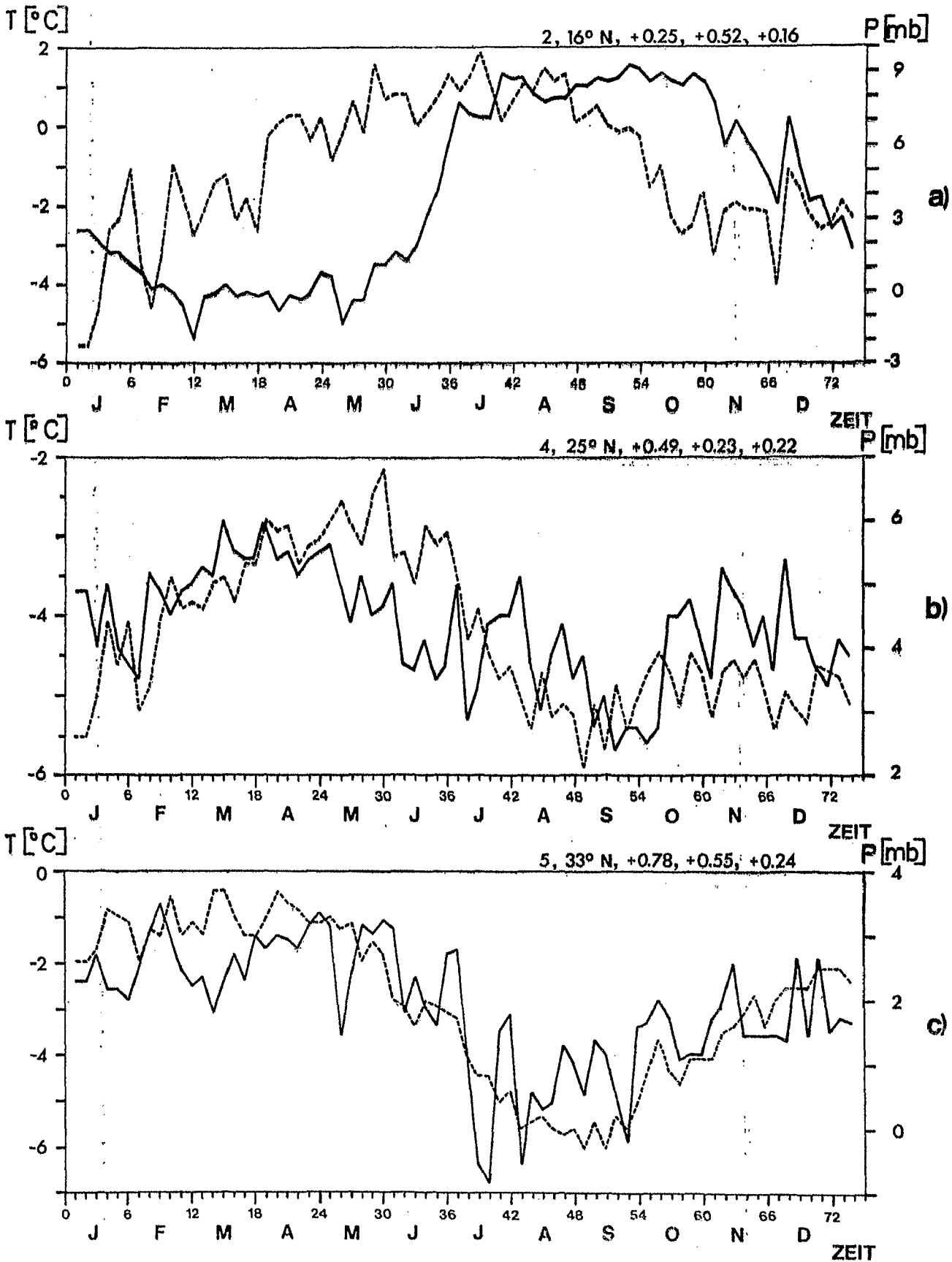


Abb. 25 Drei Beispiele positiv korrelierter Zeitreihen

Die jeweiligen Zahlen am oberen Rand bedeuten:

a) Druckdifferenz (gestrichelt),

b) Zonale Differenz,

c) Kkf_{1.-73. Pentade'}

d) Kkf_{36.-73. Pentade'}

e) Kkf

Die Tatsache, daß der Vorzeichenwechsel in 22°N geschieht, könnte darin begründet sein, daß der Verlauf der Küstenlinie hier seine Richtung ändert. Im Norden verläuft die Küste etwa in nordöstlicher Richtung, im Süden dagegen in genau meridionaler Richtung. Im Süden wird der Auftrieb also von nördlichen, im Norden von nordöstlichen Winden hervorgerufen.

7.2. UNTERSCHIEDE ZWISCHEN SOMMER UND WINTER

Wegen der starken jahreszeitlichen Unterschiede im Verlauf der Zeitreihen (Abb. 24/25) wurde nicht nur über den gesamten Zeitraum korreliert, sondern zusätzlich ein Kkf bestimmt für die erste Jahreshälfte (Januar bis Juni) und für die zweite Jahreshälfte (Juli bis Dezember). In der Tab. 4a und der Tab. 4b sind die Korrelationskoeffizienten des Winter- bzw. des Sommerzeitraumes dargestellt. Ein Unterschied wird durch die Nulllinie angedeutet. Der Bereich, in dem ein negativer Kkf vorhanden ist, wandert im Winter nach Süden bis 17°N (Druckdifferenz 1,2 und 3) bzw. 11°N (Druckdifferenz 5). Aus dem Vorzeichen und den Absolutbeträgen der Korrelationskoeffizienten ergibt sich die Aussage, daß während des Sommerauftriebs im Norden starke Zusammenhänge mit negativen Korrelationskoeffizienten vorhanden sind. Hohe Druckdifferenzen gehen mit relativ niedrigen Wassertemperaturen einher. Im Winter sind die Zusammenhänge im Norden weniger stark, die Kkf aber immer noch negativ bei niedrigen Druckdifferenzen und relativ hohen Wassertemperaturen.

Zwischen 10 und 20°N ist im Winter Auftrieb vorhanden. Der Zusammenhang mit der Druckdifferenz 5 ergibt negative Korrelationskoeffizienten bei hohen Druckdifferenzen und niedrigen Wassertemperaturen. Im Bereich zwischen 13 und 22°N ist auch im Sommer der Zusammenhang mit der Druckdifferenz 5 negativ. Die Druckdifferenzen sind niedrig und die Wassertemperaturen relativ zum mittleren Atlantik hoch. In den Abb. 24 und 25 sind diese Zusammenhänge ersichtlich. In der Wanderung des negativ korrelierten Be-

Bereiches nach Norden im Sommer und nach Süden im Winter spiegelt sich die großräumige jahreszeitliche Wanderung des subtropischen Hochdruckgürtels und der Passatwindzone wieder.

8. ZUSAMMENHÄNGE ZWISCHEN DEN SCHWANKUNGEN DER WASSER- TEMPERATUREN UND DER DRUCKDIFFERENZEN

Aus den Zeitreihen der Wassertemperaturen und der Druckdifferenzen wurde jeweils der Jahresgang herausgefiltert. Dies wurde folgendermaßen durchgeführt. Durch übergreifende Mittelwertbildung - jeweils sieben Pentaden wurden gemittelt - wurde eine neue Zeitreihe aufgestellt und diese von der gegebenen abgezogen. Dadurch ergab sich eine Zeitreihe, die nur die Schwankungen beinhaltet, die vorher dem Jahresgang überlagert waren. Abb. 26b zeigt in einem Beispiel die Wassertemperaturzeitreihe in 22°N von 1969, wie sie durch die Bracknell-Daten gegeben ist. In Abb. 26c ist dieselbe Zeitreihe dargestellt, nachdem der Jahresgang herausgefiltert worden ist. Abb. 26a zeigt die Zeitreihe der zonalen Differenzen. In 22°N ist das ganze Jahr Auftrieb vorhanden. Zur Bestimmung des Zusammenhangs wurden die Zeitreihen der Schwankungen der Wassertemperaturen mit den Zeitreihen der Schwankungen der Druckdifferenzen korreliert. Es soll untersucht werden, inwieweit die kurzperiodischen Windschwankungen noch zusätzlich zur vorhandenen mittleren Windstärke die Wassertemperaturen beeinflussen, wenn Auftrieb vorhanden ist. Ist kein Auftrieb vorhanden, so interessieren die Einzelereignisse nicht. Man kann annehmen, daß bei Windzunahme während des Auftriebszeitraumes die Wassertemperatur absinkt. Die Schwankungen der Windstärke wirken sicherlich nur in entsprechender geographischer Breite auf die Wassertemperaturen ein. Deshalb werden nur die Korrelationskoeffizienten betrachtet, die sich bei den Korrelationen der Zeitreihen aus entsprechender Breite ergeben.

8.1. BETRACHTUNG DER KORRELATIONSKOEFFIZIENTEN UND DER KORRELIERTEN ZEITREIHEN

Bei der Korrelation der langjährigen Zeitreihen über die jeweils vorhandenen Zeiträume ergeben sich die in Tabelle 5a und b dargestellten Koeffizienten. In Tab. 5a stehen die Koeffizienten, die sich bei der Korrelation ohne Zeitverschiebung ergeben, in Tab. 5b dagegen stehen die Koeffizienten, die sich bei der Korrelation der Druckdifferenzen mit den vier Tage später gemessenen Wassertemperaturen ergeben. Deutlich zu erkennen ist, daß in Tab. 5b die Anzahl der negativen Koeffizienten größer ist als in Tab. 5a. Dies deutet darauf hin, daß sich zunächst die Atmosphäre (Druckverteilung) ändert und sich diese Änderung mit einer gewissen zeitlichen Verzögerung im Meer aufwirkt.

Ein negativer Korrelationskoeffizient bedeutet:

- a) Bei hohen Druckdifferenzen (starker Wind) sind die Wassertemperaturen niedrig,
- b) bei niedrigen Druckdifferenzen (schwacher Wind) sind die Wassertemperaturen hoch.

Der Betrag der Koeffizienten ist in allen Breiten gering, dies liegt wohl daran, daß die Korrelationskoeffizienten des ganzen Jahres bestimmt wurden, also auch auftriebslose Zeiträume mit in die Berechnung eingehen.

In den Tabellen 6a und 6b sind die Korrelationskoeffizienten dargestellt, die sich bei der Korrelation über die Zeiträume Sommer-Herbst bzw. Winter-Frühjahr ergeben. Da im Sommer nördlich von 22°N und im Winter südlich davon Auftrieb vorhanden ist, werden auch nur die entsprechenden Korrelationskoeffizienten dargestellt. Im allgemeinen sind die Koeffizienten negativ und die Beträge höher als in Tab. 6. Das bedeutet, daß immer dann, wenn Auftrieb vorkommt, dieser Auftrieb noch zusätzlich von den kurzperiodischen Windschwankungen beeinflusst wird. Drei Beispiele für diesen Zusammenhang sind in

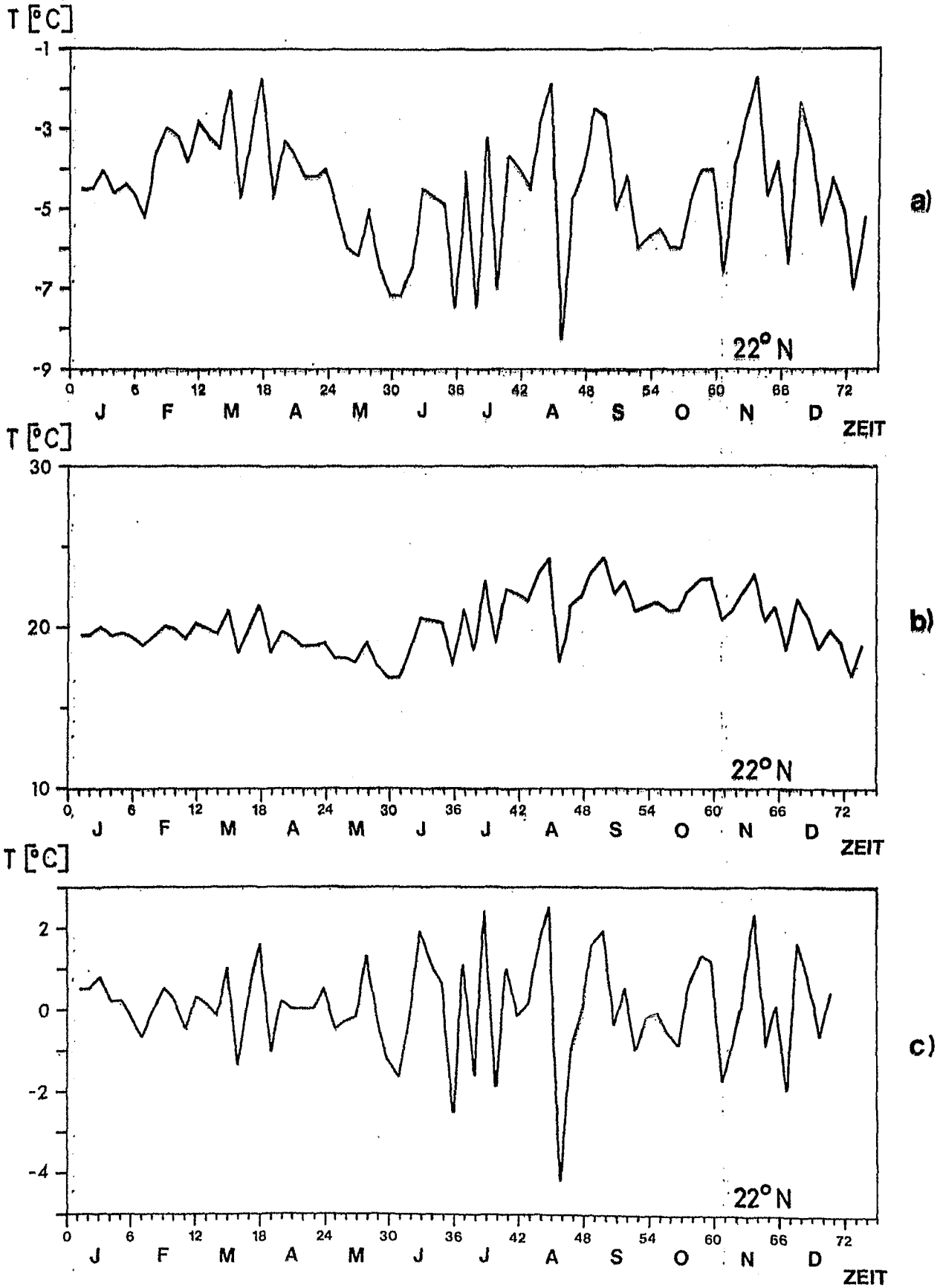


Abb. 26 Wassertemperaturzeitreihen von 1969
a) Zonale Differenz
b) Wasseroberflächentemperatur
c) Schwankungen

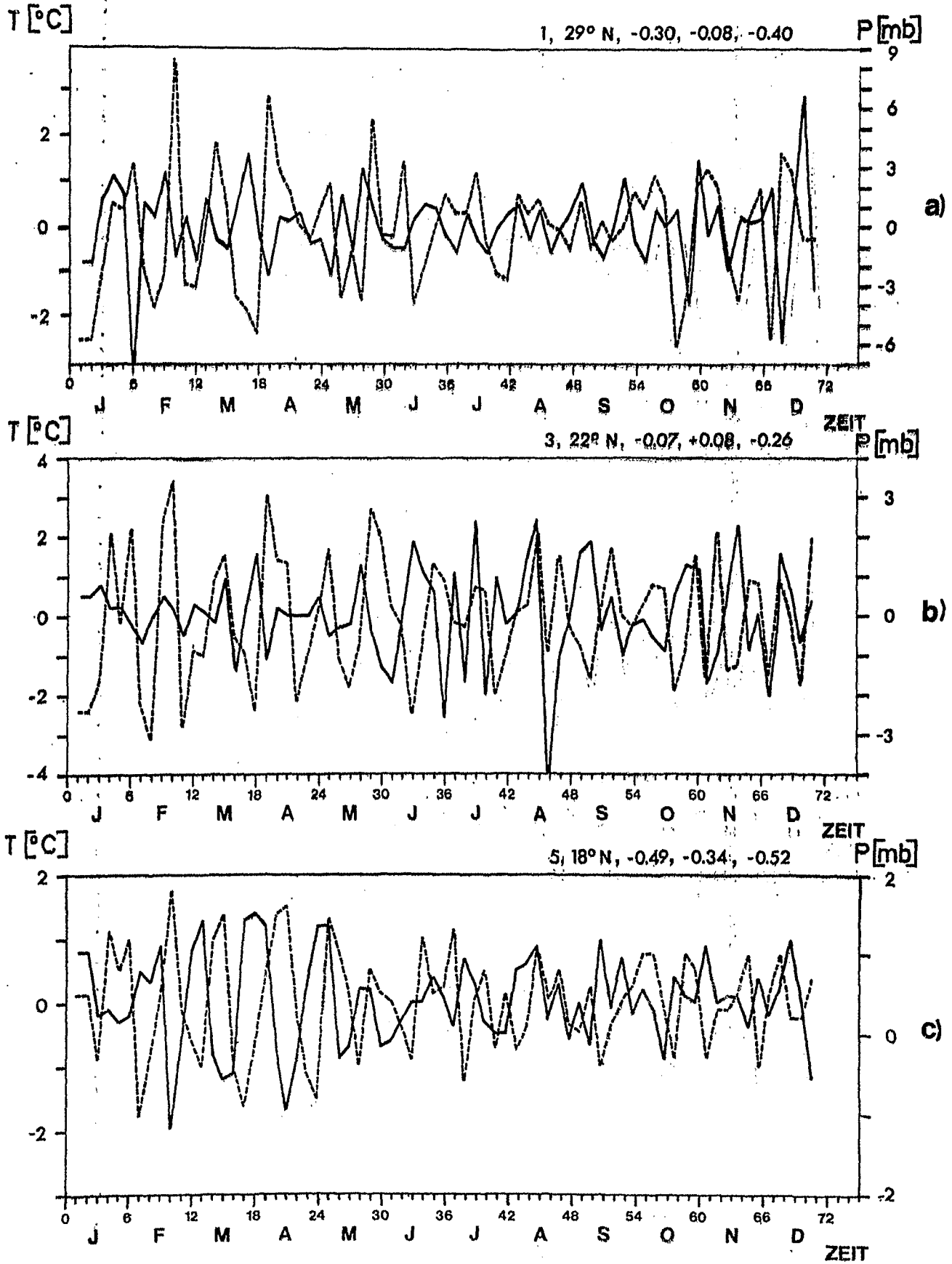


Abb. 27 Drei Beispiele Korrelierter Zeitreihen von Wassertemperatur- und Druckdifferenzschwankungen

Die jeweiligen Zahlen am oberen Rand bedeuten:

a) Druckdifferenz (gestrichelt),

b) Zonale Differenz,

c) Kkf_{1.-73. Pentade'}

d) Kkf_{36.-73. Pentade'}

e) Kkf_{1.-35. Pentade'}

Abb. 27 wiedergegeben. Es handelt sich um Zeitreihen aus dem Jahre 1969, wobei die Abb. 27a ein extremes Beispiel darstellt. Deutlich wird in den Beispielen der meist gegensätzliche Verlauf der Werte, der sich in den jeweils negativen Korrelationskoeffizienten ausdrückt.

8.2. ZEITVERSCHIEBUNG ZWISCHEN WINDMAXIMUM UND WASSER- TEMPERATURMINIMUM

Zur Feststellung der Zeitverzögerung zwischen dem Druckdifferenzenmaximum und dem Wassertemperaturminimum wurde in folgender Weise vorgegangen. Die Korrelationskoeffizienten von jeweils fünf Breitengraden ($30-35^{\circ}$, $25-30^{\circ}$, $20-25^{\circ}$, $15-20^{\circ}$ und $10-15^{\circ}$) wurden verglichen mit den dazugehörigen Druckdifferenzen. Dabei wurden die Kkf für jede Zeitverschiebung aus den fünf Gebieten aufsummiert und es wurde festgestellt, bei welcher Zeitverschiebung das Maximum liegt. Dies ist dann die Zeit, die zwischen Windmaximum und Wassertemperaturminimum im Mittel vergeht. Man kann diese Methode nur als eine erste Näherung ansehen. Genauere statistisch besser abgesicherte Ergebnisse könnten mit Spektralanalysen erhalten werden.

In Tab. 7 sind für die Druckdifferenzen 1 bis 5 die Zeitverschiebung des Maximums der Summen der bei den Korrelationen berechneten Kkf aus den dazugehörigen Breiten dargestellt. Es wurden bei den Differenzen 1 und 2 die Koeffizienten des Sommers, bei 4 und 5 die des Winters und bei 3 die Koeffizienten des ganzen Jahres betrachtet. Die Druckdifferenz 5 wurde in den Jahren 1969 bis 1973 verglichen mit den Kkf in $15-20^{\circ}\text{N}$, da südlich davon noch keine Wassertemperaturen gegeben waren.

Bis auf 1969, 1974 und 1976 stellt sich bei der Druckdifferenz 3 eine Zeitverschiebung von 2 bis 2,5 Tagen ein. Die Werte zeigen bei dieser Druckdifferenz die größte

Einheitlichkeit. Bei den anderen Druckdifferenzen ist die Zeitverschiebung unterschiedlich groß. Das Mittel über alle Werte ist 2,6 Tage. Tabelle 8 zeigt die Zeitverschiebung, die sich bei der Korrelation über den jeweils gesamten Zeitraum ergibt. Für die Druckdifferenz 3 ergibt sich wieder bei 2,5 Tagen das Korrelationsmaximum. Nach Norden hin deutet sich eine etwas größere Zeitverschiebung an. Eine Zeitdauer von 1,5 bis 3 Tagen ist nach den Ergebnissen für alle Breiten am wahrscheinlichsten.

9. ZUSAMMENHÄNGE ZWISCHEN DER LAGE UND DER STÄRKE DES AZORENHOCHS SOWIE DEM AUFTRIEB

Mit Hilfe der in Kap. 5.3 beschriebenen Methode wurden Zeitreihen über die Lage und die Stärke des Azorenhochs aufgestellt. Diese Zeitreihen wurden anschließend mit den zonalen Differenzen korreliert. Dabei stellte sich heraus, daß die Zusammenhänge nur sehr gering waren, zum großen Teil konnte überhaupt kein Zusammenhang festgestellt werden. Immerhin zeigt sich in den Korrelationskoeffizienten von 1969 ein gewisser Zusammenhang zwischen der Lage des Druckmaximums und den zonalen Differenzen. Die Koeffizienten nördlich von 25°N sind bei der Korrelation mit der geographischen Länge des Druckmaximums eindeutig positiv mit Werten von +0,20 bis +0,40. Das bedeutet, daß die zonalen Differenzen niedrig sind, wenn sich das Druckmaximum in kleiner geographischer Länge - also in Küstennähe - befindet. Niedrige (= stark negative) zonale Differenzen bedeuten Auftrieb.

Befindet sich andererseits das Druckmaximum weit entfernt von der Küste (große geogr. Länge), so sind die Wassertemperaturen an der Küste hoch (zonale Differenzen sind positiv oder schwach negativ).

Diese Abhängigkeit von der Lage des Druckmaximums war zu erwarten, denn dadurch wird der Druckgegensatz zum Kontinent mitbestimmt, wenn man davon ausgeht, daß die Lage des Hitzetiefs über dem Kontinent verhältnismäßig stationär bleibt. Weil das Azorenhoch diesen Druckgegensatz bestimmt, ist sein Einfluß zum Teil in den fünf Druckdifferenzen quer zur Küste enthalten, die ja die auftriebserzeugende Windstärke verursachen.

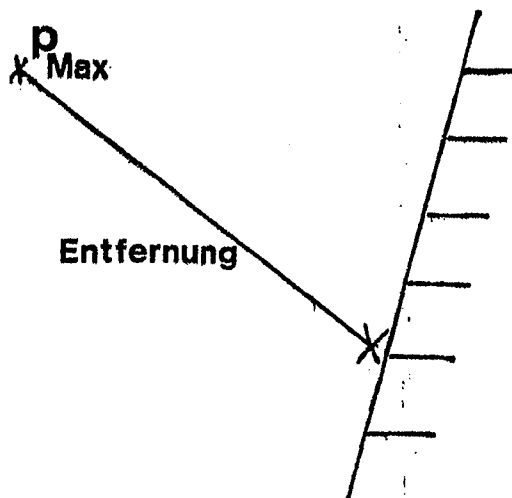
Weiterhin wurde eine Zeitreihe aufgestellt über die Zahl

<u>Druckmaximum</u>
Entfernung des Druckmaximums von der Küste .

Diese Zahl ist groß, wenn das Druckmaximum hoch und die Entfernung klein ist. Umgekehrt ist sie klein, wenn das Druckmaximum gering und die Entfernung groß ist (siehe Skizze).

Skizze:

$$\text{Kennzahl: } = \left[\frac{P_{\text{Max}}}{\text{Entfernung}} \right]$$



Diese Zeitreihe wurde korreliert mit den zonalen Differenzen. Die Korrelationskoeffizienten sind nur klein. Mit den Wassertemperaturen südlich von 21°N sind sie 1969 negativ korreliert. Die Koeffizienten schwanken etwa zwischen $-0,20$ und $-0,30$. Das bedeutet, daß eine große Kennzahl mit niedrigen Wassertemperaturen einhergeht und umgekehrt. Mit den nördlichen Wassertemperaturen ergeben sich bei der Korrelation positive Werte. Da die Koeffizienten aber insgesamt nur gering sind, stellen sie kein absolut sicheres Ergebnis dar. Mit dieser Methode wird der Einfluß des Azorenhochs nicht erfaßt. Weiterhin wurde die Druckdifferenz zwischen der mittleren Lage des Azorenhochs über dem Meer und der mittleren Lage des Hitzetiefs über dem Kontinent (Kap. 5.2.1) mit den zonalen Differenzen korreliert. Die Zeitreihe der Druckdifferenzen zeigt einen Verlauf, der dem der nördlichen Druckdifferenzen quer zur Küste ähnlich ist (Abb. 24a und b zeigen zwei nördliche Druckdifferenzen). Das sommerliche Maximum beträgt von Mai bis August etwa 20 mb. Die Korrelationskoeffizienten sind nördlich von 22°N negativ mit Werten von $-0,20$ bis $-0,50$. Mit den südlichen zonalen Differenzen ist der Zusammenhang positiv. Die Werte betragen

+0,40 bis +0,60. Da durch die großräumige Druckdifferenz die Differenzen quer zur Küste bestimmt werden, die Zeitreihen deshalb einen ähnlichen Verlauf zeigen, ergeben sich auch ähnliche Korrelationskoeffizienten.

Die Druckdifferenzen 7,8,9 und 10 (Kap. 5.2.2) sind ein Maß für die Lage und besonders für die Stärke des Azorenhochs bezüglich seiner Umgebung. Die Zeitreihen der Differenzen 7,9 und 10 haben einen Jahresgang mit einem Maximum im Sommer und einem Minimum im Winter. Die Differenz 8 zeigt keinen Jahresgang. Im Sommer bildet sich also ein - relativ zur Umgebung - stärkeres Azorenhoch als im Winter. Da die Druckdifferenzen im Sommer groß sind, die Wassertemperaturen im Norden aber relativ niedrig (im Winter ist es umgekehrt), ergibt die Korrelation mit den zonalen Differenzen im Norden im allgemeinen negative Werte von -0,10 bis -0,50. Von Jahr zu Jahr ist dieser Zusammenhang unterschiedlich stark. Mit den zonalen Differenzen im Süden ergibt die Korrelation positive Werte bis etwa +0,40. Der Zusammenhang der Wassertemperaturen mit der Stärke des Azorenhochs, der ja schon durch die Druckdifferenzen quer zur Küste nachgewiesen wurde, wird durch diese Ergebnisse bestätigt.

10. ZUSAMMENFASSUNG UND SCHLUSSBEMERKUNG

Auftriebsgebiete sind dadurch gekennzeichnet, daß ihre Wasseroberflächentemperaturen niedriger sind als die der Umgebung. Um den Auftrieb zu definieren, werden daher die Temperaturen an der Küste mit denen im zentralen Atlantik verglichen, es wird eine zonale Temperaturdifferenz gebildet, welche ein Maß für den Auftrieb ist. Im langjährigen Mittel stellt man eine jahreszeitliche Wanderung des Auftriebsgebietes fest. Im Winter wandert der Auftriebsbereich bis 10°N nach Süden, im Sommer bis 35°N nach Norden. Im Bereich zwischen 21 und 25°N ist das ganze Jahr über Auftrieb vorhanden. Man nimmt an, daß diese jahreszeitliche Wanderung in einem engen Zusammenhang mit der atmosphärischen Zirkulation steht.

Zur Untersuchung des Zusammenhangs zwischen dem Auftrieb und der Windstärke werden Zeitreihen von Druckdifferenzen quer zur Küste als Maß für den küstenparallelen geostrophischen Wind aufgestellt und mit den Zeitreihen der zonalen Differenzen korreliert. Nach Ekman erzeugt der küstenparallele Wind den Auftrieb. Es zeigt sich, daß die Druckdifferenzen (Wind) mit den zonalen Differenzen in entsprechender geogr. Breite immer stark negativ korreliert sind, wobei die Zusammenhänge südlich von 22°N am stärksten sind. Dies gilt für die Korrelation über das ganze Jahr. Im Sommer sind die Zusammenhänge im Norden am stärksten, im Winter im Süden.

Um einen unmittelbaren Zusammenhang zwischen dem Wind und den Wassertemperaturen festzustellen, werden weiterhin die Schwankungen der Wassertemperatur- bzw. Druckdifferenzenzeitreihen miteinander korreliert. Der Jahresgang wurde aus den gegebenen Zeitreihen herausgefiltert, so daß man den Zusammenhang zwischen den kurzperiodischen Schwankungen der Windstärke und der Wassertemperatur untersucht. Außerdem werden die Wassertemperaturschwankungen mit zeitlich verschobenen Druckdifferenzen korreliert, um festzustellen, ob sich bei einer bestimmten Zeitverschiebung ein maximaler Zusammenhang ergibt. Mit zunehmender Zeitverschiebung sind die Wassertemperaturen stärker negativ korreliert mit den Druckdifferenzen. Es stellt sich etwa 2,5 Tage nach einem Windmaximum ein Wassertemperaturminimum ein.

Als außerordentlich schwierig erwies sich die Erfassung der Lage und Stärke des Azorenhochs und die Feststellung eines Zusammenhangs mit dem Auftrieb. Allgemein stellt man fest, daß der Einfluß des Azorenhochs zum Teil in den Druckdifferenzen quer zur Küste enthalten ist, diese werden bestimmt durch den großräumigen Druckgegensatz zwischen dem Azorenhoch und dem Hitzetief über dem Kontinent. Eventuell ist es mit Hilfe von natürlichen Orthogonalfunktionen möglich, den Zustand der Atmosphäre besser

zu erfassen und damit den Einfluß der allgemeinen Zirkulation und insbesondere des Azorenhochs auf den Auftrieb näher zu untersuchen. Festgestellt worden ist ein sehr enger Zusammenhang zwischen dem Auftrieb und dem küstennahen Wind.

TABELLENVERZEICHNIS

	Seite
1. Wassertemperaturen des mittleren Atlantik	72
2. Gemittelte zonale Differenzen (1969-1976)	73
3. Koeffizienten der Korrelation (Zonale Differenzen - Druckdifferenzen) 1. - 73. Pentade	74
4. Kkf der Korrelation (Zonale Differenzen - Druckdifferenzen) a) 1. - 35. Pentade b) 36. - 73. Pentade	75
5. Kkf der Korrelation der Schwankungen (1. - 73. Pentade) a) ohne Zeitverschiebung b) 4 Tage Zeitverschiebung	76
6. Kkf der Korrelation der Schwankungen a) 1. - 35. Pentade b) 36. - 73. Pentade	77
7. Zeitverschiebung in den einzelnen Jahren	78
8. Zeitverschiebung bei der Korrelation über den gesamten Zeitraum	78
9. Vorhandene Zeitreihen und fehlende Werte	79

PHI °N	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D MONAT
10	26o	25o	25o	25o	26o	26o	27o	27o	27o	27o	27o	27o
11	26o	25o	25o	25o	26o	26o	27o	27o	27o	27o	27o	26o
12	26o	25o	25o	25o	26o	26o	26o	27o	27o	27o	27o	26o
13	25o	24o	25o	25o	25o	26o	26o	27o	27o	27o	27o	26o
14	25o	24o	24o	25o	25o	26o	26o	27o	27o	27o	27o	25o
15	25o	24o	24o	24o	25o	26o	26o	27o	27o	27o	27o	25o
16	24o	24o	24o	24o	25o	26o	26o	27o	27o	27o	27o	25o
17	24o	23o	23o	24o	25o	25o	26o	27o	27o	27o	26o	25o
18	24o	23o	23o	24o	24o	25o	26o	26o	27o	27o	26o	25o
19	24o	23o	23o	24o	24o	25o	26o	26o	27o	27o	26o	25o
20	24o	23o	23o	24o	24o	25o	26o	26o	27o	27o	26o	25o
21	24o	23o	23o	23o	24o	25o	26o	26o	27o	27o	26o	25o
22	24o	23o	23o	23o	24o	25o	26o	26o	27o	27o	25o	24o
23	23o	22o	22o	23o	23o	25o	25o	26o	27o	26o	25o	24o
24	23o	22o	22o	23o	23o	25o	25o	26o	27o	26o	25o	24o
25	23o	22o	22o	22o	23o	24o	25o	26o	27o	26o	25o	24o
26	23o	22o	21o	22o	23o	24o	25o	26o	27o	26o	24o	23o
27	22o	21o	21o	21o	22o	24o	25o	26o	26o	26o	24o	23o
28	22o	21o	21o	21o	22o	24o	25o	26o	26o	25o	24o	23o
29	21o	20o	20o	21o	22o	24o	25o	26o	26o	25o	24o	22o
30	21o	20o	20o	20o	22o	23o	25o	26o	26o	25o	24o	22o
31	20o	20o	20o	20o	21o	23o	25o	26o	26o	25o	23o	21o
32	20o	19o	19o	20o	21o	23o	25o	26o	26o	24o	23o	21o
33	20o	19o	19o	19o	20o	22o	25o	26o	25o	24o	23o	21o
34	19o	18o	18o	19o	20o	22o	24o	26o	25o	24o	22o	20o
35	19o	18o	18o	18o	20o	22o	24o	25o	25o	23o	22o	20o

Tabelle 1: Wassertemperaturen des mittleren Atlantik (40° West).

Entnommen dem DHI-Atlas 'Monatsmittelkarten des Nordatlantik'
von 1968 (19). Angegeben in 1/10°C

PHI °N	LAMBDA °W	1	2	3	4	5
35	8	- 4	- 2	0 + 2	+38	+33
34	9	-26	-26	-25	+48	+63
33	10	-40 -29	-28	-26	+57	+75
32	11	-48	-45	-45	+41	+78
30	15	-50	-50	-54	+29	+75
29	16	-60	-57	-60	+19	+70
28	16	-30	-48	-49	+30	+64
27	16	-40	-40	-43	+40	+71
26	16	-38	-39	-42	+30	+64
25	17	-19	-16	-15	+49	+62
24	17	-23	-15	-13	+37	+57
23	18	0 -26	-20	-16	+32	+47
22	18	+ 1	+ 3	- 2	- 6	+10 0
21	18	+22	+26	+27	-35	-40 -40
20	18	+17	+15	+13	-72	-84 -60
19	18	+21	+18	+21	-68	-89
18	18	+22	+18	+20	-69	-91
17	18	+18	+12	+14	-69	-88
16	18	+30	+25	+25	-65	-92
15	18	+35	+30	+32	-53	-90
14	18	+21	+14	+15	-66	-85 -80
13	18	+27	+21	+21	-53	-79
12	18	+19	+12	+12	-54	-73 -60
11	18	+14	+ 6	+ 3	-42	-59
11	17	+13	+ 5	+ 0	0 -39	-54 -40

Tabelle 3: (Kkf×100) der Korrelation (Druckdifferenzen - Zonale Differenzen).
Erläuterungen sind im Text.

S O M M E R

4b)

PHI	LAMBDA						
35	8	0	+ 2	+ 2	+ 7	+44	+ 6
34	9		-29	-36	-40	+24	+45
33	10		-48	-53	-57	+14	+55
32	11		-42	-47	-53	+27	+65
30	15		-58	-61	-65	+17	+65
29	16		-70	-71	-76	-11	+62
28	16	-60	-71	-75	-73	+ 8	+52
27	16		-58	-62	-65	+ 8	+58
26	16		-42	-47	-54	+ 8	+55
25	17	0	-19	-19	-18	+23	+29
24	17		+ 4	+ 9	+11	+17	+10
23	18	0	-18	-15	- 8	- 5	+ 3
22	18		+19	+21	+13	-34	-10
21	18		+61	+62	+60	-39	-67
20	18		+56	+56	+64	-33	-86
19	18		+52	+49	+57	-34	-88
18	18		+48	+45	+53	-30	-84
17	18		+42	+38	+50	- 6	-77
16	18		+56	+52	+62	- 2	-81
15	18		+52	+49	+63	+13	-75
14	18		+39	+36	+49	+26	-58
13	18	0	+38	+34	+43	+42	-37
12	18		-14	-16	-10	+55	+25
11	18		-50	-53	-56	+37	+61
11	17		-49	-52	-55	+31	+61

W I N T E R

4a)

PHI	LAMBDA						
35	8	-10	- 2	- 1	- 4	+ 9	+42
34	9		-22	-18	-15	- 3	+12
33	10		- 2	+ 1	+ 7	+13	+24
32	11	-60	-70	-64	-64	-45	+39
30	15		-45	-49	-58	-40	+62
29	16		-56	-52	-56	-30	+63
28	16		-38	-31	-35	- 2	+68
27	16		-25	-26	-27	+ 2	+53
26	16		-39	-37	-36	- 9	+55
25	17		-15	-12	-14	+22	+68
24	17		-37	-32	-37	- 7	+70
23	18		-30	-25	-28	+ 5	+70
22	18		-23	-22	-26	+ 5	+72
21	18		-50	-46	-52	-23	+75
20	18	-60	-76	-75	-74	-63	+24
19	18		-52	-48	-40	-38	-13
18	18		-33	-35	-26	-32	-46
17	18	0	-23	-28	-22	-33	-42
16	18		+19	+16	+24	- 8	-69
15	18		+37	+35	+43	+23	-70
14	18		+ 8	+ 3	+10	-20	-71
13	18		+22	+20	+27	- 4	-76
12	18		+23	+19	+29	- 3	-80
11	18		+25	+19	+27	+ 2	-78
11	17		+30	+25	+34	+ 9	-78

Tabelle 4: (Kkf×100) der Korrelation (Zonale Differenz-Druckdifferenz)

Erläuterungen sind im Text

4a) Winter (1.-35. Pentade)

4b) Sommer (36.-73. Pentade)

5a)

PHI	LAMBDA	1	2	3	4	5
35	8	- 4	- 4	+ 0		
34	9	- 3	+ 0	+ 1		
33	10	-13	-17	- 6		
32	11	- 6	- 4	+ 2		
30	15	+ 0	- 8	-14		
29	16	+21	+24	+11		
28	16	+ 5	+ 6	+ 0		
27	16	-35	-39	-34		
26	16	- 5	- 9	-11		
25	17	-23	-23	-10		
24	17	+ 2	+ 2	+ 8		
23	18	+ 5	- 2	+ 6		
22	18	+ 4	+ 4	+13	+19	+ 8
21	18				+27	+12
20	18				- 4	- 6
19	18				+ 0	-14
18	18				-23	-33
17	18				- 6	- 9
16	18				+35	+17
15	18				-12	-24
14	18				+17	+26
13	18				+ 3	+18
12	18				- 9	-22
11	18				- 7	+ 4
11	17				- 1	- 2

PHI	LAMBDA	1	2	3	4	5
35	8	+ 3	+ 2	+ 0		
34	9	- 5	+ 0	+10		
33	10	+ 0	+ 3	+ 2		
32	11	-17	-18	+ 6		
30	15	+ 5	- 2	-13		
29	16	+ 3	+ 5	- 2		
28	16	- 9	- 9	-10		
27	16	-43	-41	-34		
26	16	-10	- 9	- 2		
25	17	-19	-30	-20		
24	17	-24	-15	- 3		
23	18	-15	-17	- 9		
22	18	-27	-26	-14	-13	-26
21	18				+ 0	-10
20	18				-19	-18
19	18				-28	-23
18	18				-20	-11
17	18				-18	-10
16	18				+ 9	-13
15	18				- 3	- 7
14	18				-17	+12
13	18				-16	+ 1
12	18				+ 9	-24
11	18				-16	-46
11	17				- 4	+ 7

Tabelle 5: (Kkf×100) der Korrelationen zwischen Wassertemperatur- und Druckdifferenzschwankungen.

a) ohne Zeitverschiebung

b) 4 Tage Zeitverschiebung

6a)

PHI	LAMBDA	1	2	3
35	8	+ 3	+ 0	-15
34	9	-15	- 7	+14
33	10	+13	+15	+ 4
32	11	-31	-32	+ 9
30	15	+ 4	- 2	-22
29	16	+17	+11	-14
28	16	-22	-31	-27
27	16	-49	-38	-26
26	16	- 5	+ 3	+23
25	17	-21	-35	-15
24	17	-22	-17	-14
23	18	-30	-41	-30
22	18	-16	-20	-12

6b)

PHI	LAMBDA	4	5
22	18	-22	-22
21	18	-37	-44
20	18	-51	-31
19	18	-37	-47
18	18	-19	-24
17	18	-21	-31
16	18	+ 8	-29
15	18	- 5	- 3
14	18	-20	+17
13	18	-28	- 5
12	18	+ 2	-33
11	18	-19	-53
11	17	-17	- 4

Tabelle 6: (Kkf×100) der Korrelationen zwischen den Druckdifferenzen- und Wassertemperaturschwankungen.

6a) 36. - 73. Pentade (Sommer/Herbst)

6b) 1. - 35. Pentade (Winter/Frühjahr)

	1	2	3	4	5
1968	-	4	2	-	-
1969	4	5	4,5	3,5	4
1970	1,5	1,5	2,5	=	-
1971	3	3	2	3	4
1973	>4,5	2,5=3	2,5	0,5	0
1974	2	3	1,5	4,5	1,5
1975	-	-	2,5	3,5	1
1976	-	-	3,5	0,5	0,5

Tabelle 7: Zeitverschiebung bei der Korrelation über einzelne Jahre

Druckdifferenzen	Zeitverschiebung
1	4 Tage
2	2,5=3,5 Tage
3	2,5 Tage
4	3,5 Tage
5	2 Tage

Tabelle 8: Zeitverschiebung bei der Korrelation über den gesamten Zeitraum.

PHI	LAMBDA	1968	1969	1970	1971	1972	1973	1974	1975	1976
11	17	-	-	-	-	-	-	7	8	12
11	18	-	-	-	-	-	-	1	4	4
12	18	-	-	-	-	-	-	1	0	2
13	18	-	-	-	-	-	-	0	0	2
14	18	-	-	-	-	-	-	0	3	4
15	18	-	-	-	-	-	-	1	2	4
16	18	1	1	1	1	3	0	0	1	2
17	18	0	0	0	1	2	0	1	1	4
18	18	0	0	0	0	0	0	0	1	5
19	18	2	0	0	1	0	0	2	0	3
20	18	1	0	0	0	3	0	1	5	2
21	18	3	1	0	1	0	0	2	5	4
22	18	6	0	0	5	0	0	1	3	0
23	18	5	1	1	0	1	1	0	2	5
24	17	5	4	0	4	3	2	4	15	15
25	17	5	3	0	1	1	2	1	6	7
26	16	15	6	6	5	-	-	-	-	-
27	16	6	2	0	4	-	-	-	-	-
28	16	11	9	1	4	-	-	-	-	-
29	16	14	12	5	3	-	-	-	-	-
30	15	6	0	1	0	2	2	-	-	-
32	11	-	3	7	14	5	10	-	-	-
33	10	-	2	6	3	8	11	-	-	-
34	9	-	5	8	9	-	10	-	-	-
35	8	-	3	8	14	-	-	-	-	-

Tabelle 9: Vorhandene Zeitreihen und fehlende Werte.

Erläuterungen sind im Text.

LITERATURVERZEICHNIS

- (1) Wooster, Bakun und McLain,
The seasonal upwelling cycle along the eastern
boundary of the North Atlantic,
Eingereicht bei: Journal of Marine Research (1975)
- (2) White und McCreary,
Eastern intensification of ocean spin-down:
Application to El Niño,
Journal of physical oceanography 4,3, S. 295-303
(1974)
- (3) Schell, I.I.,
The origin and possible prediction of the
fluctuations in the Peru current and upwelling,
Journal of geophys. research 70,22, S. 5529-5540
(1965)
- (4) Schell, I.I.,
On the relation between the winds off SW-Africa
and the Benguela current and Agulhas current
penetration in the South-Atlantic,
Dt. Hydrogr. Zeitschrift 21,3, S. 109-117 (1968)
- (5) Schell, I.I.,
Variability and persistence in the Benguela
current and upwelling off SW-Africa,
Journal of geophysical research 75,27, S. 5225-5241
(1970)
- (6) Höflich, O.,
Die meteorologischen Wirkungen kalter Auftriebs-
wassergebiete,
Geoforum 11, S. 35-46 (1972)
- (7) Wooster, Warren und Sievers,
Seasonal variations of temperature, drift and
heat exchange in surface waters off the west
coast of South America,
Limnol. Oceanogr. 15,4, S. 595-605 (1970)

- (8) Wooster, Warren und Guillen,
Characteristics of El Niño in 1972,
Journal of Mar. Research 32,3, S. 387-404 (1974)
- (9) Smith, Robert L.,
Upwelling,
Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Review 6, S. 11-46 (1968)
- (10) Hidaka, Koji,
Physikalische Oceanographie des Auftriebsprozesses,
Geoforum 11 (1972)
- (11) La Fond, E.C.,
Upwelling,
Encyclopedia of oceanography,
Fairbridge S. 957-959
- (12) Taubenheim, J.,
Statistische Auswertung geophysik. und meteorolo-
gischer Daten,
Leipzig 1969
- (13) Linke, Baur,
Met. Taschenbuch II,
Leipzig 1970
- (14) Van der Bijl,
Fünf Fehlerquellen in statistischer Forschung,
Annalen der Meteorologie 4, S. 183 ff. (1951)
- (15) Crutcher, H.L. und Meserve, J.M.,
Selected level heights, temperatures and dew
points for the Northern Hemisphere,
Naval Weather service Command (1970)
- (16) Fuglister, F.C.,
Atlantic Ocean Atlas,
Woods Hole Oceanographic Institution (1960)
- (17) Oceanographic Atlas of the North Atlantic Ocean,
Section II Physical properties,
U.S. Naval Oceanographic Office (1967)

- (18) Dietrich, G. und Kalle, K.,
Allgemeine Meereskunde, 2. Auflage (1965)
(Gebr. Bornträger)
- (19) Monatsmittelkarten des Nordatlantik
DHI - Atlas von 1968